This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

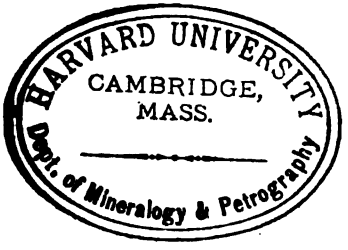
+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.


HARVARD UNIVERSITY
CAMBRIDGE,
MASS.
Dept. of Mineralogy & Petrography

TSCHERMAKS

MINERALOGISCHE

UND

PETROGRAPHISCHE

MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

SIEBENUNDZWANZIGSTER BAND.

Mit einer geologischen Karte, 5 Tafeln und 100 Textfiguren.

WIEN, 1908.

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

BUCHHÄNDLER DER KAISERLICHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN,

I., ROTENTURMSTRASSE 13.

M.D-12

Inhalt.

1. und 2. Heft.

Seite

I. J. E. Hibsch: Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt VII (Teplitz-Boreslau). Bearbeitet und herausgegeben mit Unterstützung der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen. Mit einer geologischen Karte und 12 Textfiguren 1

II. J. H. L. Vogt (Christiania): Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen. (Fortsetzung und Schluß von Bd. XXV, Heft 5, S. 412. — Mit 23 Textfiguren) 105

III. Notiz: F. Becke: Zur Unterscheidung ein- und zweiachsiger Krystalle im Konoskop. (Mit 1 Textfigur) 177

IV. Literatur 179

3. Heft.

V. E. Lehmann: Petrographische Untersuchungen an Eruptivgesteinen von der Insel Neupommern unter besonderer Berücksichtigung der eutektischen Verhältnisse pyroxen-andesitischer Magmen. (Mit 1 Tafel und 6 Textfiguren) 181

VI. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft. (Mit 2 Textfiguren) 244

VII. Notizen: Julius Hampel: Über die chemische Konstitution des Augits aus der Paschkopole bei Boreslau. — Silvia Hillebrand: Aktinolith als sekundäre Bildung 270

VIII. Literatur 274

4. Heft.

IX. G. Berg: Über krystalline Schiefer aus dem Las Animas Canyon südlich von Silverton, Col. (Mit 1 Textfigur) 277

X. Ernst Sommerfeldt: Über die Bedeutung der Skiodromen für die Krystalloptik. (Mit 3 Textfiguren) 285

XI. Fred. Eugene Wright: Das Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular und seine Anwendung zur Messung des Winkels der optischen Achsen von Krystalldurchschnitten unter dem Mikroskop. (Mit 15 Textfiguren) . . 293

Seite

XII. B. Mauritz: Über einige Gesteine des Vulkans Meru in Ostafrika . 315
XIII. A. Himmelbauer: Resultate der Ätzmethode beim Kupferkies. (Mit 1 Tafel) 327
XIV. Oskar Grosspietsch: Krystallform und optische Orientierung des Albit von Morro Velho und Grönland. (Mit 8 Textfiguren) 353
XV. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft: F. Becke: Über Myrmekit. (Mit 4 Textfiguren.) — F. Reinhold: Photographien von Interferenzbildern mit Autochromplatten. — Ausstellung: Kupferkiesgruppe 377
XVI. Literatur 392

5. und 6. Heft.

XVII. F. Rinne und H. E. Boeke: Über Thermometamorphose und Sammelkrystallisation. (Mit 3 Tafeln) 393
XVIII. Michael Stark: Geologisch-petrographische Aufnahme der Euganeen. (Mit 22 Textfiguren) 399
XIX. Notiz: H. Tertsch: Versuch einer Achsenwinkelmessung in einem Mittellinienschnitt. (Mit 3 Textfiguren) 589
XX. Literatur 596
XXI. Register 597

I. Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges.

Blatt VII (Teplitz-Boreslau).

Nebst Erläuterungen von **J. E. Hibsch.**

Bearbeitet und herausgegeben mit Unterstützung der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen.

Mit einer geologischen Karte und 12 Textfiguren.

Allgemeines.

Das Kartengebiet erstreckt sich über jenen Teil des westlichen Mittelgebirges, welcher sich zwischen der altehrwürdigen Thermenstadt Teplitz-Schönau und dem Nordfuße des Donnersberges (Milleschauers) als anmutiges, reich gegliedertes Hügelland ausbreitet. Es umfaßt außer Anteilen des Teplitzer Thermalgebietes noch Teile der Ablagerungen sowohl des älteren, oligozänen, als auch des jüngeren, miozänen Süßwasserbeckens Nordböhmens und mannigfaltige tertiäre vulkanische Auswurfsmassen.

Die höchsten Erhebungen finden sich im südöstlichen Anteile des Kartenblattes, das Dorf Tschentschitz liegt bei 480 *m*, Pilkau bei 500 *m* und der Franzberg westlich Tschentschitz steigt bis zu 640 *m* an. Diese Höhenlage ist bedingt durch einen horstartig emporragenden Teil von oligozänen Sedimenten, welcher ringsum von Brüchen begrenzt wird. Dem oligozänen Horst schmiegen sich die jüngeren miozänen Sedimente an, welche sich bis etwa zur Mitte des Kartengebietes, wo sie in der Talfurche des Flüßchens Biela rund 160 *m* Seehöhe erreichen, senken. Die Biela durchfließt in zahlreichen Windungen träge die Mitte des Gebietes von West nach Ost und nimmt schließlich alle oberflächlich abrinnenden Gewässer aus dem ganzen Kartengebiete auf. Nördlich vom Bielatale steigt das Gebiet im allgemeinen wieder an, die Stephanshöhe bei Teplitz-Schönau erreicht 255 *m*, der Teplitzer Schloßberg 392 *m* Seehöhe. Aus der Nordwestecke des Kartengebietes fließt von Teplitz-Schönau der Saubach in südöstlicher Richtung der Biela zu, in welche er in der Goslikia bei

169 *m* Seehöhe einmündet. Diese Richtung ist durch einen alten Höhenrücken bestimmt, welcher vom Jedowin und Ratschenberge von Südost nach Nordwest zum Teplitzer Schloßberge verläuft und in den basaltischen Höhen östlich und nordöstlich von Teplitz ausklingt.

Das ganze Kartengebiet besitzt als Unterlage ein zerbrochenes Grundgebirge von Gneis, das dem variscischen Faltenzuge angehört. Als nächst jüngeres Gebilde tritt im nordwestlichen Teile des Gebietes bei Teplitz-Schönau permischer Quarzporphyr zutage. Darüber folgen marine Sedimente der oberen Kreideformation, die wohl im ganzen Gebiete das Grundgebirge unmittelbar überlagern. Über den Kreidegebilden treten oligozäne Süßwasserablagerungen in Gestalt von hell gefärbten Sanden, Sandsteinen und Letten auf. Diese werden wieder auf weite Strecken hin von miozänen Süßwassergebilden überlagert, die als Letten mit Braunkohlenflözen sich den vorhandenen oligozänen Unebenheiten anschmiegen und die durch ältere Senkungen entstandenen Mulden ausfüllen.

Alle Sedimente sind von zahlreichen tertiären Eruptivmassen durchbrochen oder überdeckt worden. Die vulkanischen Eruptionen begannen im Oligozän und dauerten bis ins Miozän an. Die oligozänen Ausbruchskörper werden teilweise von miozänen Sedimenten bedeckt, während letztere wiederum von noch jüngeren Eruptivgebilden überlagert oder durchbrochen worden sind. Leider ist es nicht immer möglich, zu entscheiden, ob ein vulkanischer Ausbruchskörper der älteren oligozänen Eruptionsphase angehört oder der jüngeren miozänen.

Ihrer Natur nach gehören die Eruptivkörper verschiedenen Phonolithen (Nephelin- und trachytischen Phonolithen), Basalten (Feldspat-, Nephelin-, Leuzit- und Magmabasalten), Trachydoleriten (Hauyn- und Sodalithtephriten), Leuzittephriten und dem Mondhaldeït an. Demnach sind fast nur Oberflächenergüsse vorhanden; Tiefengesteine fehlen vollständig, von Ganggesteinen ist nur ein Vertreter bekannt geworden. Auch vulkanische Tuffe treten nur in geringen Mengen auf.

Die Mehrzahl der Eruptivkörper folgte in ihrer Anordnung großen Brüchen, welche das Gebiet durchsetzen. So drängen sich im südlichen Teile des Kartengebietes die phonolithischen und basaltischen Ausbruchsmassen entlang einer in west-östlicher Richtung vom Welhenitzer Berge über den Teplitzer Berg, den Kirchberg zum Steinigen Berge verlaufenden Linie zusammen, welche einem West-Ost gerichteten Bruche entspricht, der den südlich von der genannten

Linie gelegenen oligozänen Gebietsteil von dem nördlich davon befindlichen miozänen trennt. Der nördlich des Bruches gelegene Teil ist gesunken, in der Senkung setzten sich die miozänen Sedimente ab, auf der Bruchspalte aber drangen die Eruptivmassen empor, wahrscheinlich schon vor der Ablagerung der miozänen Sedimente. Auch die großen basaltischen Eruptivgebilde, welche die Talfurche der Biela begleiten, folgen einem West-Ost gerichteten Bruche. Dieser zweite Bruch verläuft von der Feuermauer in östlicher Richtung über den Webeschanberg, den Frauschileberg bis zum Ostrande des Gebietes. Er scheint miozänen Alters zu sein. Ein dritter Bruch verläuft vom Teplitzer Schloßberge in südöstlicher Richtung nach Groß-Tschochau und von da außerhalb des Kartenblattes durch das ganze Mittelgebirge bis gegen Leitmeritz. Auch dieser Bruch gehört der älteren tertiären Periode an. Auf ihm sind emporgestiegen die Phonolithe des Teplitzer Schloßberges, des Ratschenberges und mehrere Basalte bei Wisterschan. Aus dem südlich angrenzenden, auf Blatt Milleschau dargestellten Mittelgebirgsanteile tritt eine Bruchlinie östlich von Kostenblatt ins Gebiet herein und verläuft in nahezu südnördlicher Richtung über Linschen und Bukowitz bis ins Bielatal. Auf dem Schnittpunkte dieses NS. gerichteten Bruches mit dem oben an zweiter Stelle bereits genannten WO. verlaufenden scheint eine besonders energische Eruptionstätigkeit größere Basaltmassen zutage gefördert zu haben.

Auch das Gebiet des Quarzporphyrs von Teplitz-Schönau ist von Brüchen und mannigfachen Spalten durchsetzt, die im großen und ganzen zwei Hauptrichtungen folgen, von denen die eine von Westsüdwest nach Ostnordost, die andere senkrecht auf dieser Richtung von Südsüdost nach Nordnordwest verläuft. Von diesen Spaltensystemen soll später noch gesprochen werden.

In den offenen Spalten des Quarzporphyrs zirkuliert das Thermalwasser von Teplitz-Schönau. Bis zum Februar 1879 trat es in Form von Thermalquellen an mehreren Punkten frei zutage. Das Thermalwasser ist nicht allein durch seine heilkräftige Wirkung, sondern auch durch seine Mineralbildungen ausgezeichnet. Die gesamten thermalen Erscheinungen sollen zusammenfassend im Anschluß an die tertiären Eruptivgebilde beschrieben werden.

Um das allgemeine Bild des geologischen Baues des Kartengebietes zu vervollständigen, muß noch der Diluvialgebilde, welche

in großer Mannigfaltigkeit und in weiter Verbreitung auftreten, gedacht werden. Es treten im Kartengebiete große Mengen von Flußanschwemmungen und Gebilde äolischen Ursprungs auf. Die Flußanschwemmungen finden sich in verschiedenen Höhenlagen, die höchsten von rund 300 *m* bis 230 *m* Seehöhe, 70—120 *m* über dem Niveau des Bielaflusses, andere von 70 *m* abwärts und endlich solche in 10 bis 25 *m* über diesem Niveau. Die höchsten Flußanschwemmungen finden sich auf freien Plateaus. Sie müssen zustande gekommen sein unter einer Oberflächengestaltung, die von der heutigen wesentlich abweicht. Nach Absatz derselben sind wohl noch große Senkungen vor sich gegangen im Braunkohlenbecken, welches nördlich von dem Kartengebiete, zwischen diesem und dem Erzgebirge gelegen ist.

Die geologischen Gebilde des Kartengebietes gliedern sich demnach in folgender Weise:

I. Grundgebirge.
Klippen von Gneis.

II. Permische Eruptivgesteine.
Quarzporphyr und Granitporphyr.

III. Obere Kreideformation.

1. Zenoman.
Quarzporphyr-Hornstein-Konglomerate. Sandstein. Gerölle.

2. Oberturon.
Mergel der Stufe des Inoceramus Cuvieri.

IV. Tertiärformation.

1. Mitteloligozäne Süßwasserablagerungen.
Sande. Letten. Ältere Braunkohlenflöze. Quarzitblöcke.

2. Oberoligozän.
Tuffit. Ältere Eruptivmassen.

3. Untermiozän.
Letten. Sande. Jüngere Braunkohlenflöze. Quarzitblöcke. Kohlenbrandgesteine. Jüngere Eruptivmassen.

4. Süßwasserkalk von Kostenblatt.

5. Tertiäre (oligozäne und miozäne) **Eruptivgesteine.**
Phonolithe. Basalttuffe. Feldspat-, Nephelin-, Leuzit- und Magmabasalte. Trachydolerite. Leuzittephrit, Mondhaldeït.

6. Thermen von Teplitz-Schönau und ihre Absätze.
Quellocker. Kalksinter. Hornstein. Absatz von Baryt. Bildung von Fluorit.

V. Diluvium.

Ältere, jüngere und jüngste Flußanschwemmungen. Löß und Lößlehm.

VI. Alluvionen.

Bei der Aufnahme vorliegenden Kartenblattes wurde Verfasser von vielen Seiten werktätig unterstützt. Herr k. k. Bergrat K. Schreyer in Teplitz stellte seine reichen Erfahrungen über Verbreitung und Aufbau der Braunkohlenflöze des Kartengebietes zur Verfügung. Den Herren Berginspektor O. Feuereisen, Ing. C. Wachlowski und Betriebsleiter O. Sladek verdankt Verfasser genauen Einblick in die Verhältnisse des basaltischen Durchbruches durch das Braunkohlenflöz der Grube Franz Josef-Stollen. Herr Betriebsleiter F. Gacek erteilte infolge besonderer Erlaubnis seitens des Herrn Max Mühlig Auskünfte über die Lagerungsverhältnisse des Kohlenflözes in der Grube Maximilian-Schacht bei Schallan. Von Herrn M. Grohmann erhielt Verfasser Mitteilung über den artesischen Brunnen in Wisterschan. Über die Ergebnisse mehrerer Bohrungen im Kartengebiete wurde Verfasser durch Herrn J. Thiele in Ossegg unterrichtet.

Allen genannten Herren sei auch an dieser Stelle für ihr liebenswürdiges Entgegenkommen, durch welches es nur möglich war, das geologische Bild des Gebietes in der vorliegenden Form zu gestalten, herzlichst gedankt.

Der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen fühlt sich Verfasser zu besonderem Danke verpflichtet für die Beiträge zu den Kosten der Aufnahme und des Kartendruckes.

I. Grundgebirge [gn].

Obwohl nur an einem Punkte des Kartengebietes, und zwar in der „Fohle“ genannten Flur zwischen dem Schieferberge nördlich Ratsch und dem Webeschanberge das Grundgebirge in Form von Gneis bei rund 280 *m* zutage tritt, so ist doch anzunehmen, daß unter den vorhandenen Sedimenten in nicht großer Tiefe allenthalben im Gebiete der Karte ein vorzugsweise aus Gneis bestehendes Grundgebirge vorhanden ist. Denn viele Eruptivgesteine (Phonolith südwestlich Pilkau, Phonolith des Jedowin, Trachydolerit des Weschenberges, Quarzporphyr am Sandberg und im Turner-Park bei Teplitz) führen Einschlüsse von Gneis.

Der Gneis in der Fohle ist in der Regel ein zweiglimmeriger, feinschuppiger Granitgneis von grauer oder roter Färbung. Bisweilen findet man Blöcke eines glimmerarmen, dünnflaserigen Muskovitgneises. Auch solche Blöcke kommen vor, deren Gestein noch die nur wenig veränderte granitisch-körnige Struktur aufweist. Alle Präparate ließen eine starke mechanische Beeinflussung des Gesteins erkennen.

Fester, anstehender Fels war während der Zeit der Aufnahmsarbeiten trotz mehrmaligen Abgehens der ganzen, heute zum größten Teile bewaldeten Flur nicht aufzufinden, nur die reichlich umherliegenden Blöcke lieferten Material für die Untersuchung. A. E. Reuß[1]) beobachtete (1840) ein nordwestliches Streichen und ein südwestliches Einfallen mit 60—70°.

An seinem Ostrande ist der Gneis in der Fohle begrenzt von oberturonem Mergel, während im Westen der Phonolith des Schieferberges dem Gneis sich anschmiegt. Gneis und Mergel scheinen in die Lage, in welcher sie heute sich befinden, durch tertiäre Krustenbewegungen gelangt zu sein. Unsere Gneispartie scheint demnach nicht wie andere Grundgebirgspartien im böhmischen Mittelgebirge schon während der Überflutung durch das Kreidemeer eine Untiefe gebildet zu haben. Es fehlen in ihrer Umgebung die sonst stets vorhandenen zenomanen Klippenfazies; dann durchsetzt eine wichtige tertiäre Bruchlinie die Fohle.

II. Permische Eruptivgesteine.

Von dem reichen Systeme paläozoischer Eruptivgesteine, welche in Gestalt von Graniten, älteren Porphyren, oberkarbonischen Quarzporphyren, Teplitzer Quarzporphyr, Granitporphyr und zinnführendem Lithionitgranit das östliche Erzgebirge zwischen Teplitz-Schönau in Böhmen und Dippoldiswalde in Sachsen in einer Länge von 30 *km* durchqueren, reicht nur das südöstliche Ende des großen Gangstockes des Teplitzer Quarzporphyrs mit Gängen von Granitporphyr ins Kartengebiet herein. Diese Gesteine bilden mehrere Hügel im Nordwestwinkel des Kartenblattes, auf und zwischen denen sich die südöstlichen Teile der alten Thermenstadt Teplitz-Schönau ausbreiten. Die Hügel gehören zu jenem kleineren südlichen Teile des genannten

[1]) Die Umgebungen von Teplitz und Bilin in Beziehung auf ihre geognost. Verhältnisse. Prag, Leitmeritz und Teplitz, 1840, pag. 17.

Systems, welcher durch die wiederholten tertiären Senkungen von dem größeren nördlichen Anteile in der Richtung der Erzgebirgsbruchzone abgetrennt und in ein tieferes Niveau gebracht worden ist. Während der größere nördliche Anteil mit den benachbarten Erzgebirgsgneisen außerhalb des Kartengebietes bis zu Höhen über 900 *m* reicht, erheben sich unsere Hügel am Sandberg südöstlich Teplitz-Schönau nur bis 270 *m*.

Das geologische Alter dieser Eruptivgesteine ergibt sich aus folgenden Erwägungen. Im Kartengebiete sind die Porphyrhügel zum Teil überlagert von den Sedimenten der oberen Kreideformation (Zenoman und Turon); andrerseits überdeckt im Erzgebirge der nördliche Anteil des Quarzporphyrgangstockes an seinem Westrande bei Niklasberg oberkarbonische Konglomerate, Schiefertone und Anthrazit.[1]) Dadurch ist erwiesen, daß unserem Quarzporphyr kein höheres Alter als Oberkarbon und kein geringeres als Untere Kreide zukommt. Mit Berücksichtigung aller übrigen Verhältnisse wird man ihm ein permisches Alter zuweisen müssen. Quarzporphyr und Granitporphyr dürften ihrem Alter nach nicht wesentlich verschieden sein.

Unsere Gesteine haben wiederholt eingehende Darstellung erfahren, insbesonders von Aug. E. Reuß (Umgebung von Teplitz und Bilin, 1840, pag. 22 u. f.), E. Bořicky (Petrologische Studien an den Porphyrgesteinen Böhmens, Prag 1882, pag. 95—98), G. C. Laube (Geologie des böhmischen Erzgebirges II. Prag 1887, pag. 208 u. f.) und K. Dalmer (Erläuterungen zur Sektion Altenberg-Zinnwald der geologischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen, Leipzig 1896, pag. 22 u. f.).

a) Quarzporphyr [P].

Im ganz frischen Zustande stellt unser Quarzporphyr, in der Literatur allgemein als Teplitzer Quarzporphyr bekannt, stets ein dunkelgrünlichgraues bis schwarzgraues Gestein dar. Im angewitterten Zustande erscheint das Gestein mehr weniger rotbraun bis bräunlichgrau. Es besteht aus einer dichten, dunkelgrünlich bis schwarzgrau bzw. rotbraun gefärbten Grundmasse und zahlreichen Ausscheidlingen von Quarz- und Feldspatkrystallen, seltener auch von Biotit. Die farblosen, häufig dihexaëdrischen Quarze erreichen bisweilen 5 *mm*

[1]) G. C. Laube, Geologie des böhmischen Erzgebirges. II. Teil, Prag 1887, pag. 229.

Durchmesser. Unter den großen Feldspattafeln herrscht weißer oder bräunlich gefärbter Orthoklas bei weitem vor. Am Sandberge bei Teplitz zeigt Orthoklas bisweilen den von C. Viola als „Glaukisieren" bezeichneten schwachen blauen Lichtschein. A. E. Reuß kannte bereits diese glaukisierenden Orthoklase des Teplitzer Quarzporphyrs unter dem Namen Aglaurit. Kalknatronfeldspäte treten zurück, in einem Falle konnte Oligoklas ($Ab_3 An_1$) bestimmt werden. Der braune Glimmer ist von Opaziträndern umgeben.

Die mikrogranitische Grundmasse setzt sich aus einem holokrystallinen Aggregat von Quarz und Feldspat mit einzelnen grünlichbraunen Glimmerblättchen zusammen. Vereinzelt finden sich Körnchen von Magnetit, Krystalle von Apatit und Zirkon. Korund, welcher von H. B. v. Foullon[1]) im Quarzporphyr des Quellschachtes von Teplitz in einer Menge von 0·002% nachgewiesen worden ist, konnte in den vorliegenden Präparaten nicht aufgefunden werden. Eine Glasbasis ist nicht vorhanden.

Allenthalben zeigt der Quarzporphyr eine grob-polyëdrische Absonderung. Deshalb löst sich der Gesteinskörper von der Oberfläche aus in große Blöcke auf.

Der Quarzporphyrkörper zeigt im Kartengebiete durchaus eine gleichmäßige Gesteinsausbildung, feinkörnige Randfazies fehlen. Daraus kann geschlossen werden, daß in den aus ihrer jüngeren Umgebung emporragenden Porphyrhügeln von Teplitz-Schönau noch nicht die Randteile des ganzen Porphyrkörpers entblößt sind. Vielmehr müssen wir annehmen, daß der Porphyrkörper unter der jüngeren Bedeckung sich noch etwas weiter erstreckt oder vielleicht ehedem weiter erstreckt hat, als die oberflächliche Ausdehnung des Quarzporphyrs vermuten läßt.

Am Sandberge westlich des Teplitzer Schloßberges enthält der Quarzporphyr Einschlüsse von Gneis und im Turner-Park am Nordrande des Kartenblattes außer Gneis- auch Graniteinschlüsse. Das Auftreten von Gneiseinschlüssen am ersteren Orte wird schon von E. Bořicky (l. c. pag. 97) beschrieben.

Über die chemische Zusammensetzung des Teplitzer Quarzporphyrs sind in den ungemein zahlreichen Arbeiten über die Geologie von Teplitz und Umgebung viele Angaben vorhanden, von denen

[1]) Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1888, pag. 178.

für diese Erläuterungen nur die vollständige, von J. Stingl[1]) ausgeführte Analyse des Quarzporphyrs vom Saubache nächst dem Bahnhofe der Aussig-Teplitzer Eisenbahn in Teplitz angeführt werden soll.

SiO_2	75·47%
Al_2O_3	15·07%
Fe_2O_3	3·86%
CaO	0·95%
MgO	0·63%
K_2O	1·85%
Na_2O.	0·51%
H_2O	1·43%
Summe . .	99·77%
Spez. Gewicht	2·567

b) Granitporphyr [PG].

Am Sandberge westlich des Teplitzer Schloßberges wird der Teplitzer Quarzporphyr von zwei Granitporphyrgängen durchsetzt. Beide streichen NNW. und fallen saiger ein. Der westliche von beiden Gängen erreicht eine Mächtigkeit von etwa 120 *m*, die Mächtigkeit des am Ostrande des Sandberges auftretenden Ganges konnte mangels entsprechender Aufschlüsse nicht genau festgestellt werden, sie beträgt wohl nur wenige Meter.

Die Gänge am Sandberge müssen als die südliche Fortsetzung der im Erzgebirge nördlich von Teplitz aufsetzenden Granitporphyrgänge angesehen werden, obwohl keine unmittelbare Verbindung zwischen unseren Gängen von Granitporphyr am Sandberge und den nördlich des Kartengebietes im Erzgebirge auftretenden Gängen des gleichen Gesteins infolge der nördlich des Sandberges vorhandenen Bedeckung durch jüngere Sedimente zu erkennen ist.[2]) Der oberfläch-

[1]) Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch., II. Abt., 63. Band, Wien 1871, pag. 325 u. f. Daselbst auch die Belegzahlen zu der Analyse. — Im 61. Bande der II. Abt. der gleichen Sitzungsber., Wien 1870, sind auf pag. 757 u. f. weitere Analysen von frischem und zersetzem Teplitzer Quarzporphyr von J. Stingl und H. Wieser angeführt.

[2]) Die Gänge von Granitporphyr in dem Erzgebirgsteile, welcher nördlich vom Kartengebiete liegt, sind besonders ausführlich beschrieben mit Anführung chemischer Analysen von K. Dalmer, Erläuterung. zu Sektion Altenberg-Zinnwald der geologischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen, Leipzig 1896, pag. 27—33.

liche Zusammenhang der Gänge ist durch das Einsinken des Gebirgsteiles zwischen dem Erzgebirge und unseren Porphyrhügeln und durch die Überlagerung jüngerer Sedimente innerhalb der Senke unterbrochen worden.

Unsere Gesteine lassen in rotbrauner, feinkörniger Grundmasse zahlreiche große Ausscheidlinge von roten, in der Regel nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Orthoklaskrystallen, seltener abgerundete Quarze und Krystalle von Kalknatronfeldspat erkennen. Die feinkörnige holokrystalline Grundmasse besteht aus viel Quarz und Alkalifeldspat, wenig Kalknatronfeldspat und Biotit. Trotz vorgeschrittener Zersetzung des ganzen Gesteinskörpers ist eine schön granophyrische Ausbildung der Grundmasse erkennbar.

Das Gestein des großen Ganges am Sandberge setzt gegen den Quarzporphyr scharf ab, ohne daß endo- oder exomorphe Kontakterscheinungen in besonders hohem Grade bemerkt werden könnten. Nur stellt sich am Rande des Granitporphyrs ein etwas feineres Korn in der Ausbildung der Grundmasse ein und die Anzahl der größeren Ausscheidlinge scheint gegen das Salband eine geringere zu werden. Der Granitporphyr ist demnach jüngerer Entstehung als der Quarzporphyr, wenn auch die Ausbruchszeiten beider Gesteine nicht allzuweit auseinanderliegen dürften.

Gegenüber den Verwitterungsagentien verhält sich der Granitporphyr weniger widerstandsfähig als der Quarzporphyr. Während letzterer zunächst in grobe Blöcke zerfällt, die dem vollständigen Zerfall lange widerstehen, löst sich unser Granitporphyr bald in einen grobkörnigen Grus auf. Selbst verhältnismäßig frisch aussehende Stellen im Gesteinskörper können mit der Spitzhaue aufgegraben werden behufs Gewinnung von grobem Sand und Kies zur Wegbeschotterung. Durch die seit vielen Jahrzehnten andauernde Abfuhr von Kies ist der große Gang in seiner ganzen Ausdehnung bereits stark abgetragen worden, so daß heute ein tiefer, an 100 *m* breiter, dem Verlaufe des Ganges entsprechender Graben in dem umgebenden Quarzporphyr ausgearbeitet ist, welcher beiderseits von steilen Porphyrwänden begrenzt wird.

Der Gangstock von Quarzporphyr bei Teplitz ist von zahlreichen Spalten durchsetzt. Bezüglich deren Richtung lassen sich trotz

mancher Abweichungen zwei Systeme erkennen. Das eine davon hält im allgemeinen die Richtung der Erzgebirgsbruchzone von Westsüdwest nach Ostnordost ein, das andere besitzt die Richtung Südsüdost-Nordnordwest, steht demnach auf dem ersten ungefähr senkrecht. In den oberen Teilen des Gangstockes sind Spalten und Klüfte in größerer Zahl vorhanden, nach der Tiefe zu tritt Vereinfachung auf.

Einige der Spalten klaffen 4—30 *cm*, andere, so die Riesenquellspalte bei Loosch (westlich des Kartengebietes), durchschnittlich 80 *cm*, stellenweise bis 4 *m* weit. In der Franz Josefsstraße in Teplitz-Schönau war während der Herbstmonate 1906 eine Nordwest streichende, etwa 10 *cm* weit klaffende Spalte bloßgelegt. Einzelne dieser Spalten besitzen ein vorzenomanes Alter, von der Oberfläche des Porphyrkörpers aus sind sie bisweilen mit zenomanen Gebilden angefüllt und setzen sich in die überlagernden Kreidesedimente nicht fort. Andere Spalten aber durchsetzen auch die Kreideablagerungen und sind deshalb nicht älter als tertiär. F. Teller hat 1877 eine vorzenomane, Ostwest streichende, meterweite Spalte vom Südwestabhang der Stephanshöhe beschrieben.[1])

Auf denjenigen Spalten, welche den Quarzporphyr nördlich der Königshöhe und des Sandberges in nordöstlicher Richtung durchsetzen, steigen seit alter Zeit, wahrscheinlich seit der Zeit der tertiären Eruptionen die Thermalwässer von Teplitz-Schönau auf, deren Beschreibung an die der tertiären Eruptionen angeschlossen werden soll. An der gleichen Stelle soll auch das Vorkommen von fluoritisierten Quarzporphyren und Sandsteinen am Sandberge und in der Franz Josefsstraße von Teplitz-Schönau und das Auftreten von Barytkrystallen in den Klüften des Quarzporphyrs, beides im Sinne von thermalen Erscheinungen erörtert werden.

III. Obere Kreideformation.

Über dem Grundgebirge und über dem permischen Quarzporphyr folgen im Kartengebiete Ablagerungen des transgredierenden Kreidemeeres, welche wohl allenthalben im Gebiete vorhanden sind, zumeist aber von jüngeren Gebilden bedeckt werden. Nur im äußersten Südwestwinkel des Blattes, bei Stürbitz, in der Nordwestecke bei Teplitz-Schönau, in der Fohle nördlich Webeschan, südlich Lochtschitz, nord-

[1]) F. Teller, Über neue Rudisten aus der böhm. Kreideformation. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl., 75. Band, pag. 97 u. f. Wien 1877.

östlich vom Jedowin und am Kirchberge südwestlich von Boreslau treten Kreideablagerungen unter der jüngeren Bedeckung auf kurze Strecken zutage. Durch Bohrungen und Schürfversuche auf Kohlen wurden sie in geringer Tiefe südwestlich Schallan und westlich von Frauschile nachgewiesen.

Die Kreidegebilde gehören teils dem Zenoman, teils dem Oberturon an. Mittel- und unterturone Sedimente treten im Kartengebiete nicht zutage.

Zu den Teplitzer Porphyrhügeln stehen die Kreidesedimente in folgenden Verhältnissen. Quarzporphyr und Granitporphyr bildeten ein einheitliches System von Untiefen im Kreidemeer und wurden wohl zur Gänze zuerst mit zenomanen, dann mit oberturonen Sedimenten bedeckt. Unmittelbar über den Hügeln sind die Kreidesedimente bis auf schwache Reste zenomaner Ablagerungen heute abgetragen. Steigt man von den Scheiteln der Hügel herab, so gelangt man an den Flanken zuerst zu einem zusammenhängenden Mantel von zenomanen Gebilden, auf welche im weiteren Umfange die oberturonen Sedimente folgen.

I. Zenoman.

Diese Abteilung ist durch recht mannigfaltige Gebilde vertreten.

a) Klüfte und taschenförmige Vertiefungen des Teplitzer Quarzporphyrs, namentlich am Sandberge, sind bisweilen ausgefüllt mit losen Geröllen von Quarzporphyr, zwischen denen sich lehmiger Sand, abgerollte Tierreste und honiggelbe Barytkrystalle vorfinden.

b) Häufiger sind die Quarzporphyrgerölle sowohl in den Klüften als auch an den Gehängen der Hügel von Quarzporphyr durch ein Bindemittel von grauem bis fast schwarzem Hornstein zu einem groben Konglomerat verkittet. Solche Konglomerate finden sich insbesonders am Südabhange des Sandberges, dann auch an dessen Nordwestabhange und am Nordende des großen Ganges von Granitporphyr.

Die Konglomerate wechseln in ihrem Aussehen und Bestand ungemein. Bald überwiegen die Porphyrgerölle und das Hornstein-Bindemittel tritt zurück, bald überwiegt der Hornstein. Mitunter umschließen die Konglomerate auch Barytkrystalle, die dort, wo sie an Hohlräume grenzen, frei auskrystallisiert sind. Mancherorts sind auch scharfkantige Bruchstücke von dunkelgrauem Hornstein durch jüngeren gelbbraunen bis bräunlichgrauen, porösen Hornstein breccienartig verbunden.

c) Auf der Nordseite der Stephanshöhe (besonders im „Sechshaus" genannten Stadtteile von Teplitz-Schönau) werden die Konglomerate feinkörnig und nehmen den Charakter von Sandsteinen an, in welche ab und zu größere, in der Regel zersetzte Gerölle von Quarzporphyr eingebettet sind. Diese Sandsteine waren während der Aufnahmsarbeiten (1905) besonders gut bei 230 *m* am Westende der Waagestraße in Teplitz-Schönau und an mehreren anderen Stellen des Nordostgehänges der Stephanshöhe aufgeschlossen. Sie stellen im allgemeinen graue, mittelkörnige Quarzsandsteine dar mit porösen, braun gefärbten Lagen, in deren Hohlräumen kleine honiggelbe Barytkrystalle sitzen. Sonst bestehen sie vorzugsweise aus hellen Porphyrquarzen, verbunden durch ein hornsteinartiges Bindemittel mit Aggregaten von Flußspat und Kaolinschüppchen.

d) Stellenweise, namentlich als Ausfüllungsmasse von engeren Klüften im Quarzporphyr, aber auch an der Oberfläche der Quarzporphyrhügel, treten Hornsteine auch allein auf als dunkel- und hellgraue, dichte, quarzige Massen.

Unter dem Mikroskop erscheint der Hornstein, er mag als Bindemittel in den erwähnten Konglomeraten oder selbständig auftreten, stets als ein Aggregat sehr kleiner Quarzkörnchen mit beigemengten größeren Porphyrquarzen und feinen Kaolinschüppchen.

Die Kieselsäure für die Bildung des Hornsteins ist wohl zum größten Teile thermalen Ursprungs. Die Bildung von Hornstein ist deshalb erst in die Tertiärzeit, mit welcher diese Erscheinungen begannen, zu verlegen. Eine geringe Menge der Hornsteinkieselsäure mag dem Quarzporphyr entstammen, dessen Gemengteile (insbesonders die Feldspäte) bei der Verwitterung lösliche Kieselsäure an die zirkulierenden Wässer abgaben, aus denen sie sich später in Form von Hornstein wieder abschied. Zur Lösung der Kieselsäure und deren Verbreitung mögen die warmen Thermalwässer viel beigetragen haben.

In der Umgebung des Teplitzer Quarzporphyrs haben auch oberturone Mergel eine Umwandlung in hornsteinartige Gebilde, in „Hornsteinpläner", erfahren, welche später beschrieben werden sollen. Obschon die Bildung von Hornstein und die Umwandlung von Pläner in Hornsteinpläner erst nach dem Zenoman stattfand, so sollen diese Gebilde doch an dieser Stelle beschrieben werden, weil Porphyrkonglomerate, Hornsteine und Hornsteinpläner im Kartengebiete

zenomane bzw. oberturone Tierreste führen, welche sie bei ihrer Entstehung umschlossen haben und demnach doch ursprüngliche zenomane bzw. oberturone, wenn auch während des Tertiär umgewandelte Gebilde darstellen.

Selbstverständlich sind die Porphyrgerölle, welche das wesentlichste Material für die Konglomerate lieferten, bereits während des Zenoman gebildet und auch an ihrem gegenwärtigen Lagerungsorte abgesetzt worden. Denn diese Gebilde wurden samt zenomanen Tierresten offenbar durch die Brandungswellen des hoch ansteigenden Zenomanmeeres auf den Untiefen der Porphyrhügel abgelagert. In den Folgezeiten wurde alles von dem oberturonen feineren Meeresschlamm, welcher später zu Mergeln erhärtete, bedeckt und unter der Mergelhülle erst vom Tertiär ab durch ausgeschiedene Kieselsäure in Form von Hornsteinen verkittet zu Konglomeraten, Sandsteinen und Breccien, soweit sie nicht, wie die Gerölle, Sande und Tierreste, in den Taschen und Spalten des Quarzporphyrs lose liegen blieben.

Die Gesamtheit der zenomanen Ablagerungen erreicht keine große Mächtigkeit. Als eine von wenigen Zentimetern bis stellenweise 1·75 *m* in ihrer Dicke schwankende Lage überziehen sie die Porphyrhügel, schmiegen sich allen Unebenheiten derselben an und tauchen im Umfange derselben unter die oberturone Bedeckung hinab. Sie gehören zu der schon von A. E. Reuß als „Konglomeratschichten" ausgeschiedenen Stufe des Zenoman. Weil die zenomanen Sedimente an den Orten, wo sie zutage treten, in höherem Niveau lagern als die oberturonen Mergel der nächsten Umgebung, sie die letzteren demnach bruchlos durchragen, müssen sie als Klippenfazies angesehen werden.

Am Sandberge und in der Franz Josefsstraße von Teplitz-Schönau sind unsere zenomanen Gebilde durch thermale Vorgänge fluoritisiert worden, wie bereits erwähnt wurde. Die Beschreibung dieser Umwandlung soll an die der Teplitz-Schönauer Thermalerscheinungen angeschlossen werden.

Aus den Hornsteinen, Konglomeraten und den Taschen im Quarzporphyr der Umgebung von Teplitz-Schönau sind folgende zenomane Tierreste durch die Arbeiten von A. E. Reuß, U. Schlönbach (Brachiopoden der böhmischen Kreide, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 18. Bd., Wien 1868, pag. 139), F. Teller (Über neue Rudisten aus der böhmischen Kreideformation, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch.,

Math.-nat. Klasse, 75. Bd., Wien 1877, pag. 97 u. f.), G. C. Laube (Exkursionen im Thermalgebiet des nordwestlichen Böhmen, Leipzig 1884, pag. 33) bekannt geworden. Das nachfolgende Verzeichnis berücksichtigt auch infolge des freundlichen Entgegenkommens seitens des Herrn Hofrates Prof. Laube die im Geolog. Institut der deutschen Universität in Prag aufbewahrten Petrefakten aus den Konglomeratschichten der Umgebung von Teplitz und die durch Aufsammlungen während der Aufnahmsarbeiten für das vorliegende Kartenblatt erhaltenen zenomanen Tierreste, deren Bestimmung von Herrn Hofrat Prof. G. C. Laube durchgeführt wurde. Für diese freundliche Mühewaltung sei dem Herrn Hofrat auch an dieser Stelle der wärmste Dank ausgesprochen.

Verzeichnis von Tierresten aus den zeomanen „Konglomeratschichten" der Umgebung von Teplitz-Schönau: Cribrispongia heteromorpha Rss., Plocoscyphia pertusa Gein., Astrocoenia decaphylla Mich., Isastraea sp., Astraea menandrinoides Rss., Astraea macrocona Rss., Glenara cretacea Počta, Galerites sp., Cidaris vesiculosa Gldf. und Cid. Sorignetti Rss., Pyrina inflata Desm., (?) Pygaster truncalus Ag., (?) Pyrina cf. Desmoulini d'Archiac., Serpula gordialis Schloth., Serp. cf. pustulosa Gein., Rhynchonella Mantelliana Sow., Rh. compressa Lam., Rh. cf. plicatilis Sow., Rh. Grasiana d'Orb., Terebratula chrysalis Schlönb., Oculinide (gen. et spec. nov. ?), Ostrea lateralis Nils., Ost. diluviana L., Lima tecta d'Orb., L. Reichenbachi Gein., Exogyra sigmoidea Rss., E. halistroidea Gldf., Spondylus hystrix Gldf., Sp. lineatus Gldf., Sp. striatus Gldf., Sp. Omalii d'Arth., Pecten elongatus Lam., P. cenomanensis d'Orb., Vola notabilis Münst., (?) Inoceramus striatus Mant., Perna lanceolata Gein., Sphaerulites bohemicus Teller, Radiolites polyconilites d'Orb., R. Germari Gein., R. Saxoniae Gein., Caprina lamellosa Rss., C. Haueri Teller, Caprotina semistriata d'Orb., Hippurites undulatus Gein., Astarte porrecta Rss., Gastrochaena Ostrea Gein., Fistulana dilatata d'Orb., Cardita sp., Fissurella sp., Voluta Renauxiana d'Orb., Acmaea concentirica Rss., Nerinea cf. Geinitzii Gldf., (?) Nautilus elegans Sow., (?) Beryx ornatus Ag.

2. Oberturon.

Unter- und mittelturone Ablagerungen treten im Kartengebiete nicht zutage, bloß oberturone Sedimente werden an folgenden wenigen

Punkten unter der tertiären Bedeckung sichtbar: 1. Im Umfange der Hügel von Quarzporphyr bei Teplitz-Schönau, namentlich nördlich des Sandberges, ferner zwischen diesem Hügel und dem Schloßberge, dann südlich vom Sandberge und bei Prasseditz. 2. Am Bahnhofe Wisterschan. 3. Südlich von Lochtschitz am Nordabhang des Jedowin entlang der Straße nach Haberzie. 4. In der „Fohle" genannten Flur nördlich Webeschan an der Straße zwischen dem Schieferberge und dem Webeschanberge und von da nordwärts bis an den Bielafluß. 5. Südwestlich Boreslau am Ostabhange des Kirchberges. Endlich 6. in der südwestlichen Ecke des Kartengebietes bei Stürbitz. Außerdem ist durch Schürfversuche auf Braunkohle das Vorhandensein oberturoner Sedimente unter den überlagernden jüngeren Gebilden westlich von Frauschile und südwestlich Schallan nachgewiesen worden. Endlich enthalten Basalttuffe an mehreren Orten Auswurfsblöcke von oberturonen Mergeln. Deshalb kann man mit Sicherheit auf die allgemeine Verbreitung dieser Sedimente unter der jüngeren Bedeckung im ganzen Kartengebiete schließen.

Die oberturonen Ablagerungen gliedern sich bekanntlich im Bereiche des böhmischen Mittelgebirges in

kalkärmere Mergel der Stufe des Inoceramus Cuvieri und kalkreichere Mergel der Stufe des Scaphites Geinitzi und Spondylus spinosus (Teplitzer Schichten).

Im Kartengebiete treten bloß die der oberen Cuvieristufe angehörenden Mergel zutage. Sie bestehen in der Regel aus weichen, dünngeschichteten, dichten, fast weißen oder hellgrau bis gelblichgrau gefärbten Mergeln, welche an der Luft aufblättern und in dünne Scherben zerfallen. Zuletzt liefern sie einen zähen Lettenboden.

In ihren unteren Lagen werden die Mergel kalkreicher, fester und dickbankig. Sie gehen allmählich in die Kalkmergel der Scaphitenstufe über, welche westlich vom Kartengebiete bei Hundorf, Loosch usw. unter den Cuvierimergeln auftauchen und durch zahlreiche Kalksteinbrüche aufgeschlossen sind. Auch durch die in Wisterschan und bei Lochtschitz niedergestoßenen Bohrlöcher sind unter den Cuvierimergeln die festen Kalkmergel der Scaphitenstufe und unter diesen Sandsteine (wahrscheinlich mittelturonen Alters) durchsunken worden.

Die kalkreichen Mergel der unteren Schichten der Cuvieristufe sind in der Regel in 30—50 *cm* mächtige, feste Bänke gegliedert,

zwischen denen Lagen von Ton oder weichem Tonmergel auftreten, welche nur eine Mächtigkeit von 10—30 *cm* erreichen.

Östlich von Teplitz-Schönau, vom Sandberge an bis über die Hügel nördlich der Straße nach Drakowa ist der Mergel vertreten durch ein hartes Gestein, welches in seinem Äußeren wohl dem Mergel ähnlich ist, sich von ihm aber durch größere Härte unterscheidet. Die größere Härte und Festigkeit rührt her von einer vollständigen Verkieselung der ursprünglichen Mergel. Diese verkieselten Mergel werden seit langem „Hornsteinpläner" genannt.

Sie stellen ein dichtes, graues, hartes Gestein dar, stellenweise mit feinen runden Poren, welches aus zahlreichen, abgerundeten kleinen Quarzkörnchen und trüben Tonteilchen besteht, zwischen denen ein äußerst feinkörniges, hornsteinartiges Mosaik von Quarz vorhanden ist. Ab und zu gewahrt man ein grünes, stark lichtbrechendes Glaukonitkorn. Foraminiferengehäuse sind nicht zu erkennen.

Einzelne, auf dem Hügel östlich von Teplitz-Schönau, nördlich der Straße nach Drakowa bei 250 *m* herumliegende Lesesteine von „Hornsteinpläner" zeigen unter dem Einflusse der Atmosphärilien ein System von konzentrischen Streifen von abwechselnd grauer und brauner Färbung, hervorgerufen durch eine auf einzelne Stellen beschränkte Konzentration von Eisenoxydhydrat.

Sowohl in den unveränderten Mergeln als auch in dem „Hornsteinpläner" wurden fast allerorts Abdrücke von Schalen des Inoceramus Cuvieri Sow. gefunden. Auf dem Hügel nördlich des Sandberges fand sich außerdem Cidaris subvesiculosa d'Orb. und an der Aussig-Teplitzer Bahnstrecke westlich Prasseditz neben Inoceramus Cuvieri auch noch Inoceramus Cripsi Mant.[1]) Außer reichlichen Foraminiferengehäusen in den normalen Mergeln ergab sich keine weitere Ausbeute an Fossilien. G. C. Laube sammelte jedoch 1872 bei einem zufälligen Aufschluß in weichen Mergeln am Westfuß des Teplitzer Schloßberges folgende Tierreste[2]): Venus laminosa Reuss, Nucula impressa Sow., Inoceramus sp., Cerithium trimonile Mich., Turbo concinus Röm. und Aporrhais Reussi Gein.

---

[1]) Die Bestimmung dieser Petrefakten wurde durch Herrn Hofrat Prof. Dr. G. C. Laube durchgeführt, wofür auch an dieser Stelle herzlicher Dank ausgesprochen wird.

[2]) Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanstalt, Wien 1872, pag. 232 u. f.

Demnach gehören unsere Mergel und Hornsteinpläner der Stufe des Inoceramus Cuvieri an. Unsere Mergel gleichen auch völlig den Gesteinen derselben Stufe, welche vom südlich angrenzenden Gebiete bei Kostenblatt und Milleschau bekannt geworden sind und die einen Kalkgehalt von 65—66% besitzen.[1])

Die Herkunft der Kieselsäure für die Bildung des Hornsteinpläners ist nicht so klar wie die für die Entstehung des oben angeführten Hornsteins. Als feststehend muß es angesehen werden, daß sie auf thermalen Ursprung allein nicht zurückgeführt werden kann, weil an anderen Orten des böhmischen Mittelgebirges, z. B. über den Gneisen bei Tschernosek und Lichtowitz, auch ein gleicher Hornsteinpläner auftritt, dessen Bildung nicht als thermale Erscheinung aufgefaßt werden kann. Möglicherweise rührt ein Teil der Kieselsäure her von der Zersetzung des Quarzporphyrs, ein anderer von den ehedem überlagernden oligozänen Sanden, welche bei ihrem allmählichen Abtrag nicht nur Kieselsäure in Form von Quarzitblöcken hinterließen, sondern auch gelöste Kieselsäure an die unterlagernden Kreidemergel abgaben.

Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse der oberturonen Ablagerungen. Im südlich an unser Kartenblatt grenzenden Gebiete der Umgebungen von Kostenblatt und Milleschau konnte die Mächtigkeit der oberturonen Mergel der Cuvieristufe mit rund 100 *m* (± 10 *m*) ermittelt werden. Die darunter lagernden Kalkmergel der Scaphitenstufe sind bei Milleschau bis zu etwa 80 *m* aufgeschlossen, ohne daß deren normales Liegende bekannt geworden wäre. Es ist kein Grund vorhanden, für die Ablagerungen der Cuvieristufe im Kartengebiete nicht auch die gleiche Mächtigkeit von rund 100 *m* wie im Gebiete des Blattes Kostenblatt-Milleschau anzunehmen.

Durch Tiefbohrungen, welche in unserem Kartengebiete durchgeführt worden sind, wurden außer den Mergeln der Cuvieristufe auch die kalkreicheren Mergel der Scaphitenstufe durchstoßen — wie bereits erwähnt — bis auf einen im Liegenden der Scaphitenstufe auftretenden mittelkörnigen Sandstein, der nach allen vorliegenden Erfahrungen der mittelturonen Brongniartistufe zuzuzählen ist. Dadurch sind Anhaltspunkte gewonnen, die Gesamtmächtigkeit der oberturonen

[1]) Vgl. Erläut. zu Blatt Kostenblatt-Milleschau dieser Karte, pag. 14 (Tschermaks Mitt., XXIV. Bd., pag. 262).

Ablagerungen (Cuvieri- und Scaphitenstufe) im Kartengebiete zu ermitteln. Auf Grund der Ergebnisse dieser Tiefbohrungen gelangt man allenthalben zu der Mächtigkeit von rund 200 *m* (± 10 *m*) für die gesamten oberturonen Ablagerungen, davon entfallen sowohl auf die Cuvieri- als auch auf die Scaphitenstufe je 100 *m*.

Tiefbohrungen wurden ausgeführt im Bereiche der Gemeinde Lochtschitz im nordöstlichsten Teile des Kartengebietes und bei Wisterschan südöstlich Teplitz. Bei Lochtschitz wurden durchstoßen miozäne Ablagerungen von 17·50 *m* Mächtigkeit, Basalttuffe 28·50 *m* mächtig, bunte Tone 27·7 *m* (± 4·5 *m*) und 200 *m* (± 4·5 *m*) mächtige oberturone Mergel, unter denen wasserführender Sandstein angetroffen wurde. Bei Wisterschan wurden vom 9. Jänner bis 24. März 1897 durchteuft: 5·1 *m* Alluvial- und Diluvialgebilde, 18·2 *m* oberturoner weicher Tonmergel und 141 *m* harter Mergel, endlich Sandstein.[1]) Die oberturonen Mergel wurden im Bohrloch in einer Mächtigkeit von rund 160 *m* durchstoßen. Der Tagkranz des Bohrloches liegt bei 196 *m* Seehöhe in einem Tale, nahe seiner Sohle. Das Tal ist etwa 30 *m* tief im oberturonen Mergel eingeschnitten, so daß sich für die Gesamtmächtigkeit der oberturonen Mergel ergibt: 160 + 5·1 + 30 = 195·1 *m*.

Ein 2 *km* nördlich des Kartenrandes bei Soborten niedergestoßenes Bohrloch, welches vom Südrande des Erzgebirges nur 1·75 *km* entfernt ist, durchfuhr 68·70 *m* (± 5 *m*) miozänes Braunkohlengebirge, unter welchem oberturone Mergel nur 131 *m* (± 5 *m*) mächtig entwickelt sind. Unter den Mergeln traf man 15 *m* mächtigen Sandstein, darunter sofort Erzgebirgsgneis. Gegen den Nordrand des Kreidebeckens besitzen demnach die Ablagerungen des Kreidemeeres eine geringere Mächtigkeit als weiter im Inneren des Beckens.

Die Lagerungsverhältnisse der oberturonen Ablagerungen des Gebietes sind keine einheitlichen. Durch zahlreiche tertiäre Brüche ist unser Gebiet in einzelne Schollen zerteilt, die gegeneinander verworfen sind. An allen Bewegungen der Schollen haben selbstverständlich die Kreideablagerungen teilgenommen. Die höchstgelegenen Kreidegebilde befinden sich südwestlich von Boreslau am großen Abbruch des Oligozänhorstes in 420 *m* Seehöhe am Ostabhange des Kirchberges. Es erscheint nicht als ausgeschlossen, daß der Phono-

[1]) Nach freundlichen Mitteilungen des Herrn Martin Grohmann in Teplitz.

lith des Kirchberges die Turonmergel nach Lakkolithenart emporgeschleppt hat. Über die Richtung des Verflächens konnte mangels guter Aufschlüsse nichts ermittelt worden. Bis 320 *m* Seehöhe reicht die Hangendoberfläche der oberturonen Mergel bei Stürbitz im Südwestwinkel des Kartengebietes. Gleich den südöstlich angrenzenden Mergeln auf Blatt Milleschau-Kostenblatt verflächen diese Mergel mit 8—10° nach Nordwest.

Anläßlich einer Bohrung zwecks Untersuchung des Kohlenfeldes von Schallan an der Straße von Schallan nach Bukowitz bei 270 *m* Seehöhe wurden oberturone Mergel 64 *m* untertags, demnach bei 206 *m* Seehöhe erbohrt, und zwar in wahrscheinlich schwebender Lagerung. Nördlich davon, in der Flur „Fohle" treten Mergel an der Straßenkrümmung, eingeklemmt zwischen der daselbst auftretenden Gneisscholle und dem Basalt des Webeschanberges, bei 280 *m* Seehöhe auf und reichen von da nordwärts in Form eines schmalen Streifens bis zur Biela hinab. Östlich davon sind durch einen Schürfversuch auf Braunkohle nahe bei Frauschile, in 195 *m* Seehöhe (5 *m* unter dem bei 200 *m* liegenden Tagkranze des Schachtes), oberturone Tonmergel angefahren worden. An beiden letztgenannten Orten konnten die Lagerungsverhältnisse nicht näher festgestellt werden. Oberturone Mergel treten dann südlich des Dorfes Lochtschitz am Nordfuße des Jedowin bei 265 *m* Seehöhe zutage. Endlich sind die Porphyrhügel bei Teplitz-Schönau rings umgeben von oberturonen Mergeln. Auf der Karte hat nur derjenige Teil von Mergeln Darstellung gefunden, welcher diese Hügel im Osten und Südosten umsäumt. An den wenigen Orten, wo bei Teplitz-Schönau Aufschlüsse vorhanden sind, bemerkt man, daß die Kreidemergel vom Quarzporphyr abfallen. So verflächen sie bei 260 *m* zwischen dem Sandberge und dem Schloßberge mit 10° nach SSO., während sie am Westrande des Kartenblattes und in den fürstl. Claryschen Kalkbrüchen in der „Lippnay" westlich Prasseditz (schon westlich vom Kartengebiete) mit 12° nach Süd einfallen. In weiterer Entfernung vom Quarzporphyr aber nimmt allenthalben der Grad des Verflächens ab und schon südlich von Prasseditz und beim Bahnhofe Wisterschan lagern die Mergel fast schwebend.

Die oberturonen Mergel der Cuvieri- und der Scaphitenstufe bilden im Kartengebiete und in einem großen Teile Nordböhmens einen einheitlichen Schichtenkomplex von — wie schon angegeben —

rund 200 *m* Mächtigkeit. Unter diesem für Wasser undurchlässigen Schichtenkomplex lagert ein Sandstein, in welchem allenthalben stark gespanntes Wasser vorhanden ist, welches in Bohrlöchern, die durch den Mergelkomplex geschlagen werden, bis zutage aufsteigt und hier noch mit dem Drucke von mehreren Atmosphären als artesisches Wasser auszutreten pflegt. Das beachtenswerteste artesische Wasser des Kartengebietes entsteigt bei der Fabrik der Gebrüder Grohmann nächst der Bahnstation Wisterschan einem im ganzen 175·75 *m* tiefen, auf Seite 19 bereits genannten Bohrloche mit einer Temperatur von 23° C. Der Tagkranz des Bohrloches steht bei 196 *m* Seehöhe. Das Wasser selbst ist weich und wird direkt zur Speisung von Dampfkesseln und im übrigen Fabriksbetriebe verwendet. Die Temperatur von 23° C, welche das artesische Wasser von Wisterschan besitzt, übersteigt die in 175 *m* Tiefe zu erwartende Wärme um 9°. Nach der in den Gneisen von Bilin durch J. Puluj beobachteten geothermischen Tiefenstufe von 32·07 *m* wäre in 175 *m* eine Temperatur von nur rund 14° C zu erwarten bei der Annahme einer mittleren Jahrestemperatur von 9° C für Wisterschan. Die um 9° erhöhte Temperatur des artesischen Wassers läßt auf den Zutritt von Thermalwasser zu dem im Sandsteine unter dem Mergelkomplexe vorhandenen Wasser schließen.

IV. Tertiärformation.

Die geologischen Ereignisse des tertiären Zeitraumes waren von größter Bedeutung für unser Kartengebiet. Während der Tertiärzeit entstand die größte Menge der heute im Gebiete zutage tretenden geologischen Gebilde in stofflicher Beziehung und während dieses Zeitraumes wurden die Grundformen für die Oberflächengestaltung und für den gesamten Bau des Gebietes geschaffen.

Die tertiären Gebilde des Gebietes sind teils durch Sedimentation in Süßwasserbecken zustande gekommen, teils sind es Erzeugnisse vulkanischer Tätigkeit.

Süßwasserablagerungen bildeten sich zu verschiedenen Zeiten in zwei nacheinander vorhandenen Becken, einem älteren oligozänen und einem jüngeren miozänen. Das ältere Oligozänbecken erstreckte sich über das ganze Kartengebiet und noch weit darüber hinaus, das jüngere Miozänbecken besaß geringeren Umfang und ließ den

südöstlichen Teil des Gebietes frei. In beiden Becken kamen vorzugsweise tonige Letten und Sande zum Absatz, die sich an den meisten Orten nicht mit Sicherheit voneinander unterscheiden lassen. Die auf der Karte gezogenen Grenzlinien zwischen diesen Ablagerungen gründen sich zum Teil auf subjektives Ermessen.

Beiderlei Sedimente reichen — wie auch auf dem südlich angrenzenden Blatte Kostenblatt-Milleschau — heute noch bis zu relativ großen Meereshöhen, die oligozänen bis zu 520 *m*, die miozänen zu 470 *m*, trotz bedeutender Senkungen während des Tertiär und in der Folgezeit. Diese bedeutende Höhenlage der tertiären Sedimente in unseren Teilen des Mittelgebirges ist von allgemeiner Bedeutung für die Erkenntnis der geologischen Verhältnisse Böhmens zur Tertiärzeit. Unsere Tertiärgebilde sind an ihrem Südrande in ihrer Gesamtmächtigkeit einfach abgeschnitten, ohne daß eine natürliche Begrenzung des Ablagerungsbeckens erkennbar wäre. Demnach muß sich unser Becken nach Süden zu noch weithin ausgedehnt haben. Es mag hier nur erwähnt sein, daß die jungtertiären Ablagerungen Südböhmens heute in gleichen Meereshöhen, zwischen 450 und 500 *m*, sich befinden.

Nach Ablagerung der oligozänen Sedimente begannen während des Oberoligozän große vulkanische Eruptionen, welche Phonolithe, Basalte (Feldspat-, Nephelin-, Leuzit- und Magmabasalte), leuzitführende Feldspatbasalte, Trachydolerite, Leuzittephrit und Basalttuffe lieferten.

Während der Eruptionen sank das ganze Gebiet bis auf den im Südostwinkel südlich Boreslau gelegenen Teil ein. Die Senkung vollzog sich in ungleicher Weise, so daß einzelne Schollen tiefer sanken als andere. Im eingesunkenen Gebietsanteile sammelten sich während der nachfolgenden untermiozänen Zeit die Wasser zum jüngeren Süßwasserbecken, aus welchem über dem ungleich gesunkenen, deshalb welligen Beckengrunde die miozänen Letten und Sande zum Absatz gelangten, welche das Becken mit wechselnder Mächtigkeit ausfüllen und sich an die älteren oligozänen Sedimente und Eruptivmassen anschmiegen.

Mächtige Braunkohlenflöze, welche zwischen den miozänen Letten und Sanden lagern, bezeugen, daß die Sedimentation von Letten nicht ununterbrochen im Süßwasserbecken vor sich ging, sondern wiederholte Unterbrechung durch teilweise Trockenlegung erfuhr.

Durch neuerliche vulkanische Ausbrüche wurden auch die miozänen Ablagerungen von basaltischen Eruptivmassen teils durchbrochen, teils bedeckt.

Ein nicht unbeträchtlicher Teil der die Kohlenflöze überlagernden miozänen Letten ist durch die Brände dieser Flöze umgewandelt worden in Kohlenbrandgesteine.

Nahe dem Südrande des Gebietes tritt am Südfuß des Raudnayberges nächst Kostenblatt Süßwasserkalk in geringer Ausdehnung auf.

Demnach gliedern sich die Tertiärgebilde in folgender Weise:

Unter-Miozän	Jüngere Basalte und Basalttuffe. Süßwasserkalk von Kostenblatt. Kohlenbrandgesteine. Hangend-Letten, Braunkohlenflöze, Liegend-Letten und Sande.	Mächtigkeit bis 120 *m*
Ober-Oligozän	Ältere Eruptivmassen: Leuzittephrit; Trachydolerit; leuzitführender Feldspatbasalt; Feldspat-, Nephelin-, Leuzit- und Magmabasalt, Basalttuffe; Phonolith; Tuffit.	
Mittel-Oligozän	Sande, Letten, Quarzitblöcke.	Mächtigkeit etwa 90 *m*

I. Mittel-Oligozän.

Die Ablagerungen dieser Stufe bestehen aus grauen tonigen Letten [ot], aus Sanden [os] und aus Quarzitblöcken. Die Mächtigkeit der ganzen Schichtreihe beträgt rund 90 *m*.

Graue tonige Letten [ot] sind ausschließlich im südwestlichen Teile des Gebietes vorhanden, wo sie von Brüchen rings begrenzt, von 420 *m* ab bis zu 520 *m* Meereshöhe horstartig emporragen und von einer ungemein großen Zahl verschiedener Eruptivkörper durchbrochen sind.

Sande [os] treten an folgenden Punkten auf: 1. Bei Stürbitz im Südwestwinkel des Blattes von 320 bis 360 *m*. Der Sand ist hier

mittelkörnig und von weißer, gelber oder gelbbrauner Färbung. In der Sandgrube des Herrn Diwok, Stürbitz, ist er gut aufgeschlossen. Man bemerkt daselbst, daß die Sandlagen mit lettigen tonigen Lagen wechsellagern. Das ganze System besitzt ein ostnordöstliches Streichen und ein Verflächen mit 20° nach Nordnordwest. Über ihm lagern diskordant miozäne Sande. Die Grenze beider Systeme liegt etwa bei 360 *m*. — 2. Östlich von Lochtschitz bei 220 *m*. — 3. Am Westabhang des Teplitzer Schloßberges bei 285 *m*, bis zum Jahre 1905 durch eine Sandgrube aufgeschlossen, seither unzugänglich. Der Sand ist daselbst von mittlerer Korngröße und weiß oder gelb bis gelblichbraun, lagenweise selbst rotbraun gefärbt. Im Sande finden sich mitunter verkieselte Pflanzenreste. Schon 1878 beschrieb G. C. Laube Holzreste, welche vermutlich zu Arundo Göpperti Mstr. gehören.[1]) Seither sind auch weitere, nicht sicher bestimmbare Holzreste gefunden worden. Bedeckt wird das Sandvorkommen am Westabhange des Schloßberges von einer dünnen Schicht rotbraunen, lettig verwitternden Tuffits, welcher dann an Basalt grenzt.

Eingebettet im letztgenannten oligozänen Sande finden sich abgerundete Quarzitblöcke von wechselnder Größe und Form. Sie bestehen aus einem körnigen, harten, hellgraulichweiß gefärbten quarzitischen Gestein, welches aus den Sanden dadurch entstanden ist, daß sich Kieselsäure stellenweise konkretionär ansammelte, sich um die vorhandenen Quarzkörner in gleicher Orientierung als sekundärer Quarz ausschied und so die ursprünglich losen Sandkörner verkittete. Die ursprünglich runden Umrisse der Quarzkörner wurden dabei in geradlinig polyëdrische umgewandelt. Infolge ihrer konkretionären Entstehung liegen die Blöcke reihenweise angeordnet im Sande. Solange die Quarzitblöcke vom Sande umschlossen werden, ist ihre Oberfläche rauh, außerhalb des Sandes erhalten sie eine glatte, glänzende Oberfläche. Letzteres gilt insbesonders für die allbekannten zahlreichen, an den Gehängen des Teplitzer Schloßberges frei umherliegenden Quarzitblöcke, auf welche bereits G. C. Laube (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst., Wien 1878, pag. 208) aufmerksam gemacht hat.

Alle heute frei umherliegenden Quarzitblöcke von graulichweißer Farbe sind auf die gleiche Weise entstanden wie die noch

[1]) G. C. Laube, Über das Alter der auf den Abhängen des Teplitzer Schloßberges zerstreuten Quarzitblöcke. Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, Wien 1878, pag. 208.

im oligozänen Sande eingebetteten. Nach dem Abtrag der losen Sande sind die Blöcke bloßgelegt und später von miozänen Sedimenten teilweise bedeckt worden. Sie geben Zeugnis von der ehedem viel weiteren Verbreitung der mitteloligozänen Ablagerungen. Ursprünglich mußten ja diese im ganzen Kartengebiet vorhanden sein, vielerorts aber sind sie noch vor der miozänen Sedimentation abgetragen worden, so daß wir mitteloligozäne Sedimente heute nur noch an den angeführten wenigen Orten finden.

Außer den hell (graulich bis gelblichweiß) gefärbten Quarzitblöcken finden sich im Kartengebiete auch noch solche von dunkler (grauer oder bräunlichgrauer) Färbung. Auf der Bruchfläche erscheinen diese nicht körnig, sondern dicht. Sie liegen eingebettet in den mitteloligozänen und in den unten beschriebenen miozänen tonigen Letten, innerhalb welcher sie als quarzitische Konkretionen entstanden sind. Sie schließen Bestandteile dieser Letten ein und bestehen aus kleinen Quarzkörnchen, welche durch ein in der Regel sehr feinkörniges, trübes Aggregat neugebildeter, eckiger Quarzkörnchen verbunden sind. Die Trübung des Aggregates rührt her teils von winzigen Brauneisenkörnchen, teils von fein verteilten Ton- und Bitumenteilchen. Stellenweise häufen sich besonders die Erzteilchen an bis zur Undurchsichtigkeit des Aggregats. Bisweilen sind die trübenden Teilchen wolkenartig gruppiert.

Quarzite aus den Letten beider Tertiärstufen gleichen sich völlig infolge ihrer gleichen Bildungsart und sind nur durch ihre Lagerung zu unterscheiden. Aber auch dieses Unterscheidungsmerkmal wird häufig hinfällig, da die miozänen Letten oligozäne Quarzitblöcke einschließen können, wenn diese aus ihrer oligozänen Umgebung befreit und später von miozänen Letten umschlossen worden sind.

Quarzitblöcke dieser Art liegen ebenso wie die früher beschriebenen lichter gefärbten im Gebiete zerstreut. An der Luft wird ihre Oberfläche auch glatt und glänzend wie die der hell gefärbten Quarzitblöcke, welche aus den oligozänen Sanden hervorgegangen sind.

Der größte Quarzitblock des Gebietes (Fig. 1), im Volksmunde als „Hexenstein“ bekannt, liegt in einem Felde nördlich des Teplitzer Schloßberges, östlich von der zum Meierhofe Daubrawitz führenden Straße. Obwohl er heute von miozänem Letten umgeben ist, dürfte er doch oligozänen Ursprungs sein.

Versteinerungen konnten (außer den Pflanzenresten in den Sanden am Westabhang des Teplitzer Schloßberges) in den mitteloligozänen Ablagerungen des Gebietes nicht nachgewiesen werden. Nur auf Grund der Lagerungsverhältnisse und mit Berücksichtigung des Ver-

Fig. 1.

Der „Hexenstein" am Nordfuß des Teplitzer Schloßberges. Großer Block von Quarzit, durch Abtrag seiner weicheren Umgebung aus dieser hervortretend. Nach einer Photographie von H. Eckert.

hältnisses dieser Ablagerungen zu mitteloligozänen Sedimenten anderer Teile des böhmischen Mittelgebirges wurden unsere Ablagerungen der Mitteloligozänstufe eingereiht.

2. Oberoligozän.

Dieser Zeitraum ist charakterisiert durch den Beginn großer vulkanischer Ausbrüche, welche durch den ganzen Zeitraum und

noch darüber hinaus in dem nächstfolgenden miozänen Zeitabschnitte andauerten. Während der Ausbrüche zerbrach unser Gebiet in zahlreiche einzelne Schollen, von denen viele mehr oder weniger tief einsanken.

Süßwasserablagerungen dieser Stufe sind nicht bekannt; bloß Produkte vulkanischer Tätigkeit (feste Massengesteine und deren Tuffe) sind dem Oberoligozän zugewiesen. Wahrscheinlich gehört das schwache Braunkohlenflöz der Paschkopole der Oberoligozänstufe an.

Vulkanische Gebilde sind aber auch noch während des Miozäns zustande gekommen. Um die gesamten tertiären Eruptivgebilde einheitlich zur Darstellung zu bringen, sollen die oligozänen und miozänen Eruptivmassen vereinigt später beschrieben werden.

Braunkohlenflöz. Im Bereiche der oligozänen Sedimente ist nur an einem Orte, und zwar in der Flur Paschkopole westlich der Reichsstraße im Südostwinkel des Gebietes, ein schwaches Braunkohlenflöz bekannt geworden. Das Flöz besitzt kaum eine Mächtigkeit von 0·5 *m* und liegt 35 *m* untertags bei 435 *m* Seehöhe, eingeschaltet zwischen den mitteloligozänen Letten und oberoligozänen Schlackenbasalten. Möglicherweise ist das Flöz bereits oberoligozänen Alters. Es wurde vor Jahren durch einen Versuchsschacht, dessen Tagkranz sich bei 470 *m* Seehöhe befand, aufgeschlossen. Durch die benachbarten basaltischen Eruptionen ist die Kohle stark verdrückt und zum Teil in pechschwarze Glanzkohle umgewandelt worden. Über dem Flöz soll nach unkontrollierbaren Mitteilungen von Bergarbeitern Toneisenstein lagern.

3. Untermiozän.

Ablagerungen dieser Stufe sind mit Ausnahme weniger Gebietsteile über das ganze Kartengebiet verbreitet. Sie sind zustande gekommen nach der oligozänen Senkung, in deren Folge der größte Teil unseres Gebietes neuerdings mit Wasser bedeckt wurde, in dem jüngeren miozänen Süßwasserbecken, welches nur den in der südöstlichen Ecke des Kartengebietes gelegenen oligozänen Horst frei ließ. Infolge ungleich tiefer Senkung der einzelnen eingebrochenen Schollen des älteren Untergrundes war der Beckengrund uneben wellig und die Ablagerungen im Becken mußten sich dem Untergrunde anschmiegen.

Die Wasserbedeckung hielt sich während des Untermiozän nicht immer auf gleicher Höhe, sondern sie war Schwankungen unterworfen; Perioden hohen Wasserstandes und gesteigerte Sedimentbildung im Becken wechselten ab mit Perioden niederen Wasserstandes. Letztere Zeiten gaben Veranlassung zu Sumpf- und Moor-, bzw. Torfbildung. Die sehr mächtigen Torflager wurden dann in der folgenden Periode stärkerer Sedimentation aus dem wiederum angeschwellten Süßwasserbecken mit Lettenlagen bedeckt. Aus den Torfen sind inzwischen Braunkohlenflöze geworden, welche heute von den Braunkohlenletten eingeschlossen werden.

Nachträgliche, bis ins Diluvium reichende vertikale und horizontale Verschiebungen haben die Kohlenflöze in verschiedene Meereshöhen gebracht. Das tritt innerhalb des Kartengebietes nicht in gleichem Maße in die Erscheinung wie vielmehr im Braunkohlenbecken außerhalb des Kartengebietes.

Die miozänen Sedimente bestehen vorzugsweise aus grauen tonigen Letten, dann in untergeordneter Menge aus Sanden, aus Sphärosideriten und tonigen Eisenoxydhydraten, ferner aus mächtigen Braunkohlenflözen und aus Süßwasserkalk. Durch Selbstentzündung von Braunkohlenflözen sind mannigfaltige Kohlenbrandgesteine entstanden. Vielerorts wurden die sedimentären Gebilde von Basalten, deren Eruption im Miozän stattfand, durchbrochen und überlagert. Endlich gehören zu den Miozängebilden noch zersetzte Basalttuffe und Konglomerate, welche im Liegenden des ganzen Miozänsystems auftreten und den Übergang zum oligozänen System bilden.

Vorgenannte Miozängebilde stehen zueinander in folgenden Lagerungsverhältnissen. Zu oberst lagern Letten oder Sande, die „Hangendletten" der Bergleute, von sehr wechselnder, in der Regel relativ größter Mächtigkeit. Dann folgen Braunkohlenflöze, voneinander durch mehr oder weniger mächtige Lettenlagen („Zwischenmittel") getrennt. Unter den Flözen lagern die „Liegendschichten". Diese sind wenig gekannt, weil die Aufschlüsse, die uns durch den Bergbau geboten werden, in der Regel nur bis zur Sohle des untersten Flözes reichen. Die Liegendschichten bestehen aus den „bunten Tonen" der Bergleute. Unter diesem Namen werden recht mannigfaltige Dinge zusammengefaßt: echte Letten von grauer, grüner, weißer oder brauner bis rotbrauner oder braunvioletter Farbe,

dann aber auch gänzlich verwitterte Basalttuffe und Konglomerate, welche die gleichen bunten Farben aufweisen können wie die vorgenannten Letten. Die zu Beginn der Miozänzeit im Miozänbecken unter Wasser abgesetzten basaltischen Tuffe und Konglomerate sowie der durch Wasser zusammengeschwemmte Detritus von zerstörten Tuffen und Basalten sind heute in weiche, in der Nässe schmierig werdende, lettenartige, buntgefärbte Schichten umgewandelt, welche sich den Bohrwerkzeugen gegenüber wie die Letten verhalten und deshalb von den Bergleuten auch als Letten oder bunte Tone bezeichnet werden. Die unmittelbar im Liegenden der Kohlenflöze auftretende Lettenschicht enthält in der Regel größere Mengen von bituminösen Stoffen beigemengt. Deshalb besitzt sie häufig eine dunkelgraue bis violettgraue Färbung und die Eigenschaften des „Speckllettens", so z. B. im Walde östlich der Wasenmeisterei, Wisterschan Ost, bei 236 *m* unter dem daselbst ausbeißenden Kohlenflöze.

Die Gesamtmächtigkeit der Liegendschichten ist stets eine geringere als die der Hangendschichten. Letztere besitzen durchschnittlich eine drei- bis viermal größere Mächtigkeit.

An vielen Orten des Kartengebietes lagert das Miozänsystem direkt auf dem Oberturon, da die Oligozänsedimente vor der Ablagerung des Miozänsystems entfernt worden sind. Nur am Teplitzer Schloßberg, bei Stürbitz Nord, Lochtschitz Ost schieben sich Oligozänreste zwischen Miozän und Oberturon ein.

Die tonigen Letten [mt] bilden im Kartengebiete die Hauptmasse der miozänen Sedimente, da sie von allen übrigen Sedimenten die größte Verbreitung und auch die größte Mächtigkeit besitzen. Ihre Farbe ist hell bis dunkelgrau, häufig bräunlichgrau. Dem freien Auge erscheinen sie dicht, feinsterdig, zerreiblich, im feuchten Zustande werden sie schmierig. Sie bestehen der Hauptsache nach aus Tonteilchen, enthalten aber sehr viele feinste Splitterchen und Körnchen von Quarz, dann auch helle Glimmerblättchen sowie Splitterchen von Augiten und Hornblenden. Zwischen diesen mehr weniger gut definierbaren Teilchen finden sich recht häufig braune bis schwarze, undurchsichtige oder an den Kanten schwach durchscheinende Körnchen und kleine Butzen, die wohl hauptsächlich aus kohligen Substanzen und Eisenoxydhydraten bestehen, in manchen Letten aber auch zum Teile zersetztes Basaltglas darstellen dürften.

Von der gleichen Zusammensetzung sind im allgemeinen auch die bereits oben genannten „Speckletten", welche z. B. im Franz Josefs-Stollen als „Zwischenmittel" zwischen den Teilen des Braunkohlenflözes auftreten. Die besonders große Schlüpfrigkeit und „Schmierigkeit", welche den „Speckletten" im nassen Zustande eigen sind, haben wohl ihre Ursache in größeren Mengen von kolloidalen organischen, den Letten durchtränkenden Substanzen. Kolloidale organische Substanzen sind übrigens regelmäßig in den Braunkohlenletten, wenn auch in geringerer Menge als in den Speckletten, vorhanden.

Ein Hangendletten aus dem Maximilian-Schachte bei Schallan hat nach einer Analyse, welche von Herrn Professor A. Willert, Vorstand des chem.-techn. Laboratoriums an der k. k. Fachschule in Teplitz, ausgeführt worden ist, nachfolgende Zusammensetzung. Für die freundliche Durchführung der Analyse sei auch an diesem Orte Herrn Professor Willert wärmstens gedankt.

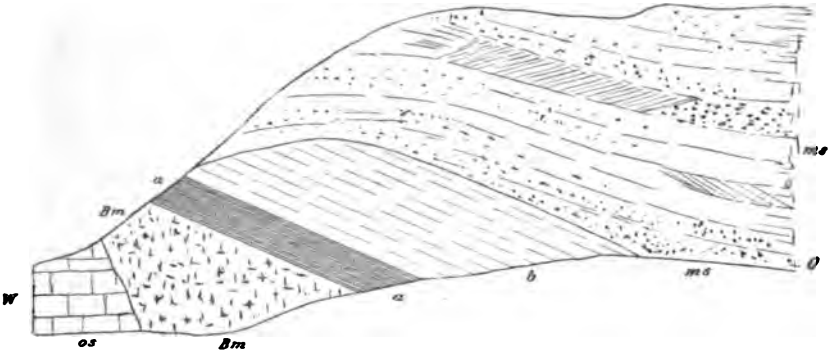
SiO_2	64·05
Al_2O_3	17·08
Fe_2O_3	3·98
CaO	0·81
MgO	0·95
Alkalien	1·78
Glühverlust	7·20
Hygroskop. Wasser . .	4·15
Summe . . .	100·00

Nach dieser Analyse würden im Letten etwa vorhanden sein: Ton 43·57%, Quarzsand + SiO_2 aus Gesteinsresten 44·19%, Gesteinsreste (ohne SiO_2) und organische Stoffe 8·09%, Wasser (hygroskop.) 4·15%.

Vielerorts nimmt der Gehalt an feinsten Quarzkörnchen in den Letten zu unter Zurückdrängen der tonigen Substanzen, so daß sandige Letten entstehen, die im Aussehen fast den tonigen Letten gleichen, auch feinerdig erscheinen und im nassen Zustande schmierig werden. Ihre Färbung ist in der Regel etwas lichter grau bis gelblich grau, während die lettigen Tone aschgrau bis bräunlich- oder schwärzlichgrau gefärbt sind. Nimmt die Korngröße der die sandigen Letten zusammensetzenden Quarzkörner zu, so werden

daraus feine, graue bis gelblichgraue Sande. Diese gehen dann in mittelkörnige weiße, gelbe bis braune oder rotbraune Sande über. Feine graue Sande sind als Einlagerung im Letten südlich Webeschan, dann auch nördlich des Ladenberges und an der Straße von Schallan nach Bukowitz von 254—262 *m* vorhanden. Tritt in diese Sande Wasser ein, so werden sie, insbesonders dann, wenn sie rings von wasserundurchlässigen Letten umgeben sind, zu den im Bergbaue sehr gefürchteten „Schwimmsanden".

Fig. 2.



Verbindung des untermiozänen Schichtensystems (*a*, *b* und *ms*) mit dem oligozänen Sand am Wege von Stürbitz nach Poratsch bei 365 *m* Seehöhe. *os* olig. Sand, *Bm* Magmabasalt, *a* „Bergseife" von Stürbitz, *b* gelber, grauer und weißer Letten, *ms* miozäner Sand, buntgefärbt. 1:135.

Mittelkörnige Sande (ms auf der Karte) finden sich bei 320 *m* südlich des Bahnhofes Boreslau, in gleicher Seehöhe nordöstlich dieses Bahnhofes, bei 270 *m* südlich Schallan, bei 280—295 *m* nördlich des Ladenberges, bei 350 *m* östlich des Dorfes Poratsch und von 360 *m* aufwärts nördlich von Stürbitz, allda in Wettsteins Sandgrube gut aufgeschlossen. (Siehe Fig. 2.) Die in Wettsteins Sandgrube nördlich Stürbitz bei 365 *m* am Wege nach Poratsch aufgeschlossenen Sande sind weißlichgrau oder violett gefärbt und wechsellagern mit Lagen von gelben, grauen, weißen oder violetten Letten. Das ganze System ist sehr unregelmäßig geschichtet, häufig ist Schrägschichtung vorhanden, im ganzen kann ein nordsüdliches bis nordnordwestliches Streichen und ein östliches bis nordnordöstliches Verflächen von 25—30° beobachtet werden.

An manchen Orten wurden die Sande durch ein Bindemittel von Brauneisenstein zu harten, braunen Sandsteinen verfestigt. Solche Sandsteine bilden bisweilen dünne Lagen in den Sanden, so z. B. am Wege von Stürbitz nach Poratsch.

Tonige Sphärosiderite treten entweder als vereinzelte Konkretionen in den tonigen Letten auf oder lagenweise unter den Kohlenflözen, an der Grenze von Letten- und Sandschichten und an allen Orten, wo eine Wasseranstauung in dem Schichtsystem stattgefunden hat. Durch die Oxydation liefern die tonigen Siderite Brauneisenstein. Die Sphärosiderite werden dabei nicht selten zu hohlen Brauneisenknollen.

Braunkohlenflöze [mk] finden sich nicht in einheitlicher Weise im ganzen Gebiete. Infolge der welligen Beschaffenheit des Untergrundes für das Miozänbecken kam es eben nicht allerorts, sondern nur in einzelnen kleinen Teilbecken zur Bildung von Kohlenflözen. Die in den einzelnen kleinen Mulden gebildeten Flöze haben nicht allenthalben die gleiche Ausbildung erlangt. An vielen Stellen sind obendrein die früher vorhandenen Flöze durch Kohlenbrand zerstört oder durch den Abtrag beseitigt worden. Auch durch die jüngeren basaltischen Eruptionen wurden manche Flözteile vernichtet. Nachmiozäne Brüche durchsetzen die Flöze, entlang der Brüche haben Verwerfungen stattgefunden.

In größter Mächtigkeit treten Flöze von Westen her als Fortsetzung des Schwazer Flözes südlich der Biela zwischen Wohontsch und Stürbitz in das Gebiet ein. Sie sind durch den Franz Josefs-Stollen des Wiener Kohlen-Industrie-Vereins gut aufgeschlossen. Nach Norden setzen sich diese Flöze — unterbrochen durch das Bielatal — unter dem Ladenberge nördlich der Biela fort bis südwestlich von Pittling (Karolinen-Grube). Auch östlich von Wohontsch, südlich Webeschan, sind wieder Flözteile bekannt geworden, die bis gegen die große, Süd-Nord verlaufende Verwerfung östlich Webeschan reichen. Östlich der Verwerfung beginnt das Schallaner Kohlenfeld (Maximilian-Schacht, früher Grube Deutschland), welches sich über Starosedl nördlich von Boreslau weit nach Osten erstreckt. Die großen Eruptionskörper des Bielatales und dieses Tal selbst bedingen eine Unterbrechung im Auftreten von Kohlenflözen. Erst nördlich des Bielatales treten wieder Braunkohlenflöze auf, von denen große Teile verbrannt sind, nur östlich

Nechwalitz (Peter Paul-Schacht) sowie nordöstlich Sensomitz (Stanislaus-Zeche) erhielten sich Flözteile. Endlich reichen von Norden her aus der Karbitz-Mariascheiner Mulde mächtige Flöze an das Kartengebiet heran, welche den Nordrand des Kartengebietes nur noch mit 7—8 *m* Gesamtmächtigkeit überschreiten, mit etwa 30 *m* Hangendletten bedeckt sind und dann bei Drakowa, Quikau und Hottowitz sich rasch auskeilen.

Die Ausdehnung der Kohlenflöze ist annäherungsweise auf beiliegender Karte vorzugsweise nach Mitteilungen des Herrn Oberbergrates K. Schreyer eingezeichnet.

Zutage treten Kohlenflöze nur an wenigen Stellen, so westlich neben dem Dorfe Haberzie bei 240 *m* mit 1 *m* Mächtigkeit, zwischen Weschen und Hottowitz bei 190 *m*, südwestlich Auperschin bei 230 *m* südlich der Kohlenbrandgesteine, und zwar mit nordöstlichem Verflächen, im Walde östlich der Wasenmeisterei südöstlich Wisterschan bei 236 *m* unter Kohlenbrandgesteinen und in der Rachel nördlich Nechwalitz bei 255 *m*.

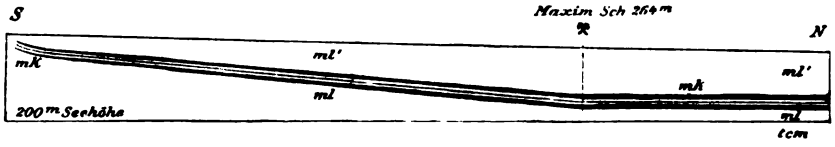
Die Lagerungsverhältnisse der Flöze sollen durch einige Beispiele im speziellen erörtert werden.

Im Kohlenfelde südlich von Schallan erreicht die Gesamtmächtigkeit der miozänen Ablagerungen beim Maximilian-Schacht 55—57 *m*. Zu oberst liegen 6—8 *m* Lößlehm, darunter folgen faustgroße Basaltgeschiebe mit Sand von 1 *m* Mächtigkeit, dann an 36—40 *m* weißer, gelber, vorwiegend aber grau gefärbter Hangendletten mit eingeschalteten Sandlagen. Unter dem Letten folgen drei Flöze, das I. Flöz 3·5—3·8 *m* mächtig, unter ihm „blähender Letten" 25 *cm* bis 1·40 *m* mächtig, dann das II. Flöz 60—70 *cm* mächtig, Letten von 50—87 *cm*, endlich das III. Flöz, 1·5—4·8 *m* mächtig. Unter den Flözen befinden sich die Liegendschichten, braune oder lichtgraue Letten, etwa 10 *m* mächtig. Diese lagern unmittelbar dem Oberturon auf. Nach Süden zu steigen die Flöze an bis zu 18 *m* unter der Oberfläche und keilen rasch aus, während die Zwischenmittel an Mächtigkeit zunehmen. (Siehe Fig. 3.) Unter dem bei 264 *m* Meereshöhe gelegenen Maximilian-Schacht südlich des Dorfes Schallan liegt der First des obersten Flözes bei 219 *m* Seehöhe.

Viel großartiger gestalten sich sämtliche Verhältnisse im Kohlenfelde westlich von Schallan bei Wohontsch und Poratsch. Das ganze System der Miozänablagerungen lagert hier teils auf

Basalt, teils auf oligozänen Sedimenten und erreicht eine Gesamtmächtigkeit von nahezu 300 *m*. Von besonderer Bedeutung ist noch die Tatsache, daß das System miozäner Sedimente von jüngeren Basalten durchbrochen und überlagert wird. Durch den Franz Josef-Stollen ist dieses Kohlenfeld gut erschlossen worden. Die Flöze und die sie umgehenden Schichten lagern muldenförmig und fallen von

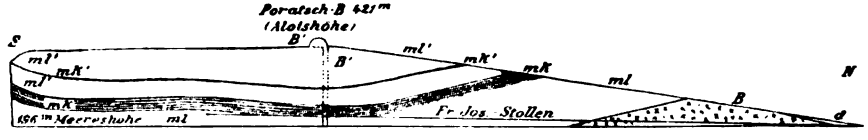
Fig. 3.



Die drei Flöze im Kohlenfelde des Maximilian-Schachtes bei Schallan. 1 : 7850. *tcm* oberturoner Mergel, *ml* untermiozäner Liegendletten, *mk* Kohlenflöze, *ml'* untermiozäner Hangendletten.

etwa 290 *m* Seehöhe am Rande der Mulde bis zu 220 *m* im Inneren der Mulde ein. Das Mundloch des Franz Josef-Stollens liegt bei 196 *m*; der Stollen hält die Richtung NNO. 22° ein. Er durchfährt zunächst an 70 *m* lang Lößlehm und Bergschutt, dann 620 *m* liegenden Feld-

Fig. 4.



Idealprofil durch das Kohlenfeld des Franz Josef-Stollens. 1 : 19.300. *B* älterer Basalt, *ml* Liegendletten, *mk* Hauptflöz, *ml'* Hangendletten, *mk'* Oberflöz, *B'* jüngerer Basalt des Poratschberges und des das Kohlenfeld durchbrechenden Ganges.

spatbasalt, weiter 580 *m* die Liegendletten, bis er das Hauptflöz erreicht. (Siehe Fig. 4.) Dieses besitzt eine durchschnittliche Mächtigkeit von 24 *m* und stellt die östliche Fortsetzung des bei Schwaz westlich des Kartengebietes in der Lotte-Marien-Grube (früher Jakobi-Stollen) abgebauten Flözes dar. Das Flöz ist durch mehrere Lettenlagen („Zwischenmittel") gegliedert und kann verglichen werden mit den drei Flözen des Schallaner Kohlenfeldes, welche hier in der Mulde des Franz Josef-Stollens eine bedeutendere Mächtigkeit erlangt haben

als in der seichten Mulde von Schallan. Zu oberst ist eine 2—4 *m* mächtige Kohlenbank vorhanden, unter ihr folgt ein 0·3 *m* starkes Zwischenmittel von Speckletten, darunter lagern zwei Kohlenbänke, zusammen 7—12 *m* mächtig, endlich folgen unabbauwürdige Lagen 3—8 *m*. Außer diesen zu einem „Hauptflöz" vereinigten Kohlenflözen kommt 50—60 *m* über denselben noch ein rund 4 *m* mächtiges Oberflöz vor, welches nicht abgebaut wird.

Kohlenflöze und umgebende Miozänletten sind im Kohlenfelde des Franz Josef-Stollens von mehreren Basaltgängen, welche eine Mächtigkeit von 0·35—40·0 *m* erreichen, durchbrochen. An der Oberfläche werden die Hangendletten von Basaltkegeln überragt. Diese Verhältnisse besitzen allgemeine Bedeutung und sollen bei den Basalten ausführlich besprochen werden. Hier soll nur angeführt werden, daß die Braunkohle im Kontakte mit dem durchbrechenden Basalte in Koks umgewandelt worden ist.

Die Flöze der übrigen Kohlenfelder zeigen einfache Verhältnisse. Das „Hauptflöz" im Kohlenfelde der Karolinen-Grube besitzt eine Mächtigkeit von 8—14 *m*, das „Hauptflöz" im Peter Paul-Schacht bie Nechwalitz durchschnittlich 14 *m* unter einer Bedeckung von 50—56 *m* Hangendschichten, während das Flöz der Stanislaus-Zeche zwischen Sensomitz, Malhostitz und Schichlitz unter 46 *m* Hangendschichten 12 *m* (davon 9 *m* im Abbau) Mächtigkeit besitzt. Das Flöz am Nordrande der Karte hat nur 7—8 *m* Mächtigkeit und wird von etwa 30 *m* Hangendschichten bedeckt. Das „Flöz" aller dieser Kohlenfelder ist durch lettige Zwischenmittel verschiedener Mächtigkeit in einzelne Bänke gegliedert, welche den Schallaner drei Flözen entprechen dürften.

Kohlenbrandgesteine [mtβ].

Durch Selbstentzündung der Kohlenflöze von ihren Ausbissen her sind die Hangendschichten umgewandelt worden in rote harte Scherben, in schwarze, geschmolzene, dichte oder poröse Schlacken oder in Porzellanjaspis. Auch überlagernde diluviale Schotter und Lehme sind vielerorts gleichzeitig mit den miozänen Letten gebrannt worden. Von den verbrannten Flözen ist an einigen Orten Asche zurückgeblieben.

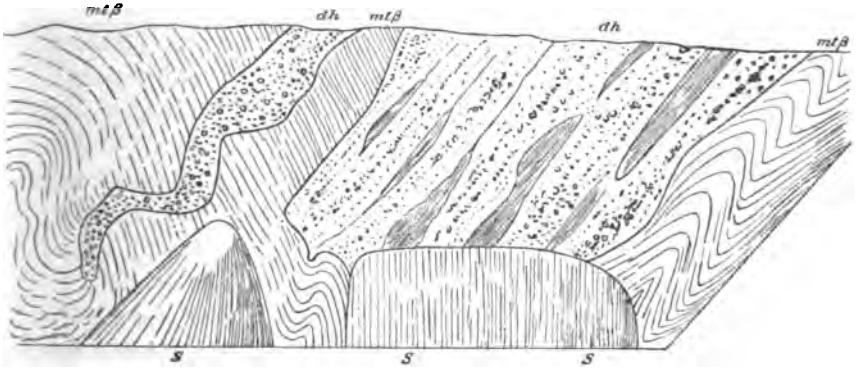
Alle durch den Brand der Braunkohlenflöze mehr oder weniger umgewandelten Gesteine sollen unter dem Sammelnamen „Kohlenbrandgesteine" zusammengefaßt werden.

Diese besitzen im Gebietsteile nördlich der Biela große Mächtigkeit und weite Verbreitung. Südlich der Biela treten sie nur ganz untergeordnet auf. Unter den Kohlenbrandgesteinen besitzen die gebrannten miozänen Hangendletten die größte Verbreitung. Sie finden sich bei Prasseditz südlich Teplitz, bei Zwetnitz, Neuhof, Nechwalitz, Sensomitz, Malhostitz, Suchei, Hottowitz u. a. a. O. Aus den weichen, grauen Letten sind hart gebrannte Scherben von rotbrauner bis grauvioletter Färbung geworden. Die Scherben sind häufig rissig, verdrückt, in einzelnen Teilen wieder zusammengesintert. Glatte Gleitflächen durchsetzen oft das Ganze. Während des Flözbrandes hat eine Auflockerung, Volumsvermehrung und Verschiebung der einzelnen Teile stattgefunden, in deren Folge die Scherben mannigfaltig zerbrachen, wieder zusammensinterten und in brecciöse Haufwerke verwandelt wurden. Bisweilen sind die gebrannten Letten durch die bedeutende Volumsvermehrung förmlich in Falten gelegt, wie in der Rachel nördlich Nechwalitz bei 247 *m* besonders schön zu sehen ist (Fig. 5). Die an Eisen und an Kalk reicheren Stellen der Letten wurden zu harten, schwarzen, dichten oder porösen Schlacken geschmolzen, welche nicht selten zu traubigen und anderen Gestalten geflossen sind.

Die rot oder rotbraun gefärbten, gebrannten Letten bestehen aus einer trüben, undurchsichtigen, undefinierbaren Grundmasse, in welcher einzelne unveränderte, höchstens durch die Hitze zerborstene Quarzkörnchen eingebettet sind. Zu einer Neubildung von Mineralien ist es hier nicht gekommen, erst in den geschmolzenen Kohlenbrandgesteinen von schwarzer oder violetter Färbung wurden Minerale neu gebildet. Dadurch erfuhren die Letten eine tiefgreifende Umwandlung. Diese ist nicht überall in derselben Weise vor sich gegangen. An verschiedenen Stellen eines Handstückes können Verschiedenheiten sich äußern. In der Regel lassen die umgewandelten Gesteine von dem ursprünglichen Bestande bloß einzelne rissige und angeschmolzene Körnchen und Splitter von Quarz erkennen. Alles Übrige ist umgewandelt in ein Gemenge von Magnetit, Cordierit und braunem, trübem Glas. An manchen Orten, so in den porösen Teilen der nordwestlich von Sensomitz bei 235*m* vorhandenen Kohlenbrandgesteine, findet man außer den genannten Mineralen auch noch Epidot in Krystallen und in Körnerform. Krystalle und Körner von Epidot ordnen sich in langen Reihen. Auch Krystalldurchschnitte von Tridymit sind vorhanden. In den geschmolzenen Teilen der Kohlenbrandgesteine vom

kleinen Hügel östlich Hottowitz unweit des Weges von Schönfeld nach Lochtschitz bei 190*m* finden sich einzelne farblose, schmale, langgestreckte Leisten, die zumeist nur skelettartig entwickelt und von den anderen Gemengteilen durchspickt sind. Infolgedessen ist ihre Substanz optisch nur wenig wirksam. Ihre Lichtbrechung ist größer als die des Cordierit, in zwei Fällen war bei besonders reinen Krystallen Zwillingsstreifung bemerkbar und eine Auslöschungsschiefe von —15°. Die zuletzt beschriebenen Leisten kann man mit Sicherheit als Kalknatronfeldspat ansehen; möglicherweise gehören auch die übrigen farblosen Leisten zu der gleichen Gattung. Die Anwesen-

Fig. 5.



Schottergrube in der Rachel bei 247 *m* nördlich Nechwalitz. 1 : 150. Hochterrassenschotter *(dh)* eingeknetet in Kohlenbrandgesteine *(mtβ)*, diese aufgebläht, dabei mannigfach gefaltet und zerstückelt. *S* Schutthalden.

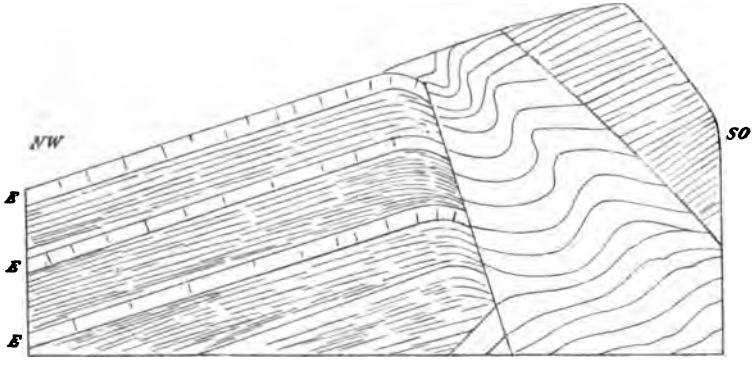
heit von Spinelliden konnte nicht festgestellt werden. Undurchsichtige schwarze Körnchen sind in großer Menge vorhanden.

Die Struktur der an Cordierit reichen Kohlenbrandgesteine erinnert an die der Cordieritbornfelse. In den übrigen Kohlenbrandgesteinen aber finden sich sehr verschiedenartige Strukturen.

Westlich Sensomitz läßt ein Aufschluß gut den allmählichen Übergang von unverändertem Letten zu dem durch Flözbrand veränderten erkennen. Man sieht, daß der noch grau gefärbte Letten schieferig-blätterig wird, die Blätter werden härter bei der Annäherung an den Kohlenbrand, sie färben sich rötlichgrau, dann rot, ziegelrot bis rotbraun. Zuletzt stellen sich die harten, dickschieferigen Gebilde der Kohlenbrandgesteine ein. Die Zunahme im Grade der Umwandlung

ist jedoch keine gleichmäßige, stellenweise tritt fast unvermittelt neben unverändertem Letten sofort ein hoher Grad der Umwandlung auf. Es besitzen offenbar einzelne Letten-Lagen die Fähigkeit einer leichteren Umwandlung als andere. Die verschiedene Umwandlungsfähigkeit ist auch die Ursache, daß sich unter den Kohlenbrandgesteinen nordwestlich Sensomitz stärker umgewandelte Lagen zwischen weniger veränderten vorfinden (siehe Fig. 6). Auch wird das Auftreten schmaler Bänke von Kohlenbrandgesteinen mitten in ganz unveränderten Letten dadurch erklärlich. Der chaussierte Weg, welcher aus dem Dorfe

Fig. 6.



Eisenreichere, stärker veränderte Lagen *E* zwischen tonreicheren, minder stark veränderten Kohlenbrandgesteinen bei 235*m* nordwestlich Sensomitz. 1:100.

Sensomitz in der Richtung nach Schichlitz zur Nechwalitzer Straße führt, wird bei 245—250*m* von einer roten Kohlenbrandgesteinsbank gekreuzt, deren Liegendes und Hangendes von unverändertem Letten gebildet wird.

Auf Kohlenbrandgesteinen nordöstlich Malhostitz fand F. Cornu Hyalith in Gestalt kleiner wasserheller Träubchen oder glatter Überzüge.

Porzellanjaspis findet sich unter den Kohlenbrandgesteinen des Gebietes selten. Ein loser Block wurde nordwestlich des Wachhübels vorgefunden, zahlreicher tritt er bei 190—200*m* am Wege von Prosanken nach Haberzie auf. Seine Farbe ist taubengrau oder taubengrau ins Blaue mit braungelben Flecken und Adern oder

ganz gelbbraun. Stets besitzt er zahlreiche Risse. Er stellt ein vollkommen undurchsichtiges, stark gesintertes, hartes Gestein dar.

An mehreren Orten hat sich die bei dem vollständigen Verbrennen des Braunkohlenflözes entstandene Asche erhalten. Sie bildet 0·20 bis 0·25*m* mächtige, erdige, weiche, an der Zunge klebende Schichten von schmutzigweißer, gelber bis braungelber Färbung. Nicht selten ist sie von braunen, eisenreichen Adern durchzogen, auch knollige Konkretionen von Brauneisen stellen sich ein.

Bei der mikroskopischen Untersuchung erweist sich die Flözasche als eine isotrope, strukturlose oder körnige, zum Teil undurchsichtige Substanz, in welcher einzelne Körnchen und Splitter von Quarz eingebettet liegen.

Flözasche [mkβ] tritt in der schon erwähnten Rachel westlich Sensomitz mit einer Mächtigkeit von 20*cm* auf, bedeckt von gebranntem Letten. Auch im Hohlwege südöstlich von Sensomitz, dann südlich Hottowitz im Graben westlich der Straße bei 170*m*, ferner südlich Gr.-Tschochau bei 200*m* und östlich Frauschile bei 270*m* unter Basalt ist sie bekannt geworden. Im Dorfe Suchei fand man anläßlich von Brunnenteufungen unter 12—13*m* mächtigen gebrannten Letten Flözasche und unter derselben unveränderten Liegendletten.

Durch den Brand der Braunkohlenflöze sind mit den Hangendletten auch die auf diesen lagernden Diluvialgebilde (Sande, Schotter und Lehme) gebrannt worden. Nordöstlich Malhostitz bei 180*m* zeigen die Hochterrassen-Sande und Schotter eine starke Umwandlung infolge der Flözbrände, nördlich Nechwalitz in der Rachel bei Sign. 247*m* sind Schotter und sandige Lehme in gleicher Weise beeinflußt worden (siehe Fig. 5) und am oberen Ende der Schlucht, welche vom Dorfe Malhostitz in nördlicher Richtung gegen die Nechwalitzer Straße führt, sind die Lehme über dem Hangendletten rot gebrannt. Es folgen daselbst über 8*m* aufgeschlossenem gebrannten Letten 2*m* rote, gebrannte Lehme mit einzelnen heller gefärbten Lagen, dann eine schmale Schicht aus rot gefärbten Quarzgeschieben, endlich darüber eine Lage jüngeren Lehms, 1*m* mächtig, welcher keinerlei Umänderung zeigt.

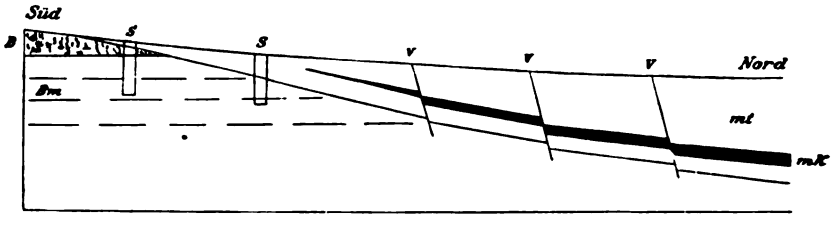
Dadurch ist erwiesen, daß diese Kohlenbrände erst während des Diluviums stattgefunden haben, und zwar nach Ablagerung der Hochterrassen-Schotter und der älteren Lehme. Wahrscheinlich begann der Brand dieser Flöze nach der großen Talerosion während der Ab-

lagerung der Mittelterrassen-Sedimente in Nordböhmen. Der Brand anderer Flöze mußte hingegen schon früher stattgefunden haben, da bereits die ältesten Diluvialablagerungen (Hochterrassen-Schotter) die charakteristischen roten Scherben von gebranntem Hangendletten enthalten.

Süßwasserkalk (k).

Am Südabhange des Raudnayberges nördl. Kostenblatt, nahe dem Südrande des Kartenblattes, breitet sich bei 400 *m* Seehöhe über eine Strecke von etwa 250 *m* Länge und 125 *m* Breite eine Ablagerung von Süßwasserkalk aus, die wahrscheinlich durch Absatz aus

Fig. 7.



Schematische Darstellung der Lagerungsverhältnisse zwischen den älteren Basalten *Bm* und *B* und dem miozänen Braunkohlensystem südwestlich Weschen. *mt* miozäner Braunkohlenletten, *mk* Kohlenflöz, *V* Verwerfungen, *S* Schlitze zum Sammeln des Grundwassers. 1 : 675.

kalkreichen, an diesem Orte ausgebrochenen Quellen entstanden ist. Ferner finden sich schwache Lagen und Blöcke von Süßwasserkalk dem Basalttuff südöstlich Haberzie bei 220 *m* (auf der Karte östlich von der Zahl 251 *m*) eingeschaltet.

Der Kostenblatter Kalk wurde ehedem zu technischen Zwecken abgebaut. A. E. Reuss beschreibt (Umgebung von Teplitz und Bilin, 1840, pag. 152) einen 8—9 Klafter langen Stollen, welcher zu diesem Zwecke in den Kalk getrieben worden war. Heute lassen nur zerstreut umherliegende Blöcke die Ausdehnung des Kalkkörpers erkennen. In neuerer Zeit hat im Auftrage des Böhmischen Museums in Prag der Museumsadjunkt Herr Josef Kafka den Kalk durchteufen lassen und dabei — nach einer mir freundlichst zur Verfügung gestellten Mitteilung — drei verschiedene Horizonte feststellen können. Herr Josef Kafka hat eine Arbeit über unseren Kalk für die Veröffentlichung im Archiv der naturw. Landesdurchforsch. von Böhmen bereits seit

Jahren vorbereitet. — Die Kalke sind teils bräunlichgraue oder gelbliche, dichte, dolomitische Kalksteine, teils bräunlichgrau oder hellgraugelblich und dünn geschichtet, mit verschiedenen Pflanzenresten, oder bituminös, grau bis schwarzgrau oder endlich mergelig. Letztere enthalten nach A. E. Reuss (Die Gegend zwischen Komotau, Saaz, Raudnitz und Tetschen, Löschners Beiträge zur Balneologie, II. Bd., Prag 1864, pag. 45 und 46) unbestimmbare Kerne von Limnaeus, Planorbis, Cyclas und Schalen von Cypris angusta Rss. und C. nitida Rss. Die in unseren Kalken enthaltenen Pflanzenreste haben bereits durch C. v. Ettingshausen[1]) die entsprechende Würdigung gefunden. Zu der von v. Ettingshausen im III. Teile des unten angeführten Werkes auf pag. 72 aufgezählten Reihe von 23 Pflanzenformen sind durch die bereits erwähnten Aufsammlungen des Herrn J. Kafka in Prag noch 4 weitere getreten. Die Flora des Kostenblatter Süßwasserkalkes besteht demnach aus folgenden Arten: Sequoia Langsdorfi Heer, S. Sternbergi Goepp., Casuarina Haidingeri Ett., Planera Ungeri Ett., Ficus arcinervis Heer, F. Apollinis Heer, F. Morloti Ung., F. Gaudini Ett., F. Rüminiana Heer, F. Daphnogenes Ett., F. Reussi Ett., F. truncata Heer, Laurus Buchi Ett., Hakea bohemica Ett., Dryandra bilinica Ett., Dryandroides hakeaefolia Ung., D. lignitum Ett., D. basaltica Ett., Apocynophyllum pachyphyllum Ett., Weinmannia rectinervis Ett., Sterculia laurina Ett., Sapindus cassioides Ett., Sapindophyllum spinulosodentatum Ett., Pittosporum laurinum Ett., Phyllanthus bilinica Ett., Rhus prisca Ett., Myrtus atlantica Ett. und ? Carpinus grandis Ung. oder ? Ulmus Bronni Ung. — Es sei Herrn J. Kafka auch an dieser Stelle für seine Mitteilungen der beste Dank ausgesprochen.

Am nordöstlichen Rande des Kalkvorkommens stellen sich häufig Verkieselungen des Kalkes ein, indem eine braune bis schwarzbraune Hornsteinmasse in die Kalke in Form von Adern eindringt. Die Kieselsäure scheint herzurühren von einem kleinen, neben oder über dem Kalkkörper bestandenen Lager von Diatomeenschiefern, welche fast zur Gänze verschwunden oder nur in Form einzelner Blöcke von Opalschiefer vorhanden sind. Solche dunkelbraune, dünnschieferige opalisierte Diatomeenschiefer (?) enthalten nicht selten Abdrücke von Aspius furcatus v. Meyer.

[1]) Die fossile Flora des Tertiär-Beckens von Bilin. I.—III. Teil. Denkschr. d. math.-naturw. Kl. d. kais. Ak. d. Wiss., Bd. XXVI—XXIX. Wien 1866—1869.

C. v. Ettingshausen stellt die Flora des Kostenblatter Süßwasserkalkes in die aquitanische Stufe (Ober-Oligozän). Da aber unter den aus dem Kalke bekannt gewordenen Pflanzen eine beträchtliche Zahl vorzugsweise im Miozän auftritt und das Kalklager wahrscheinlich im Anschluß an die oberoligozänen vulkanischen Eruptionen und Verwerfungen in nacholigozäner Zeit zustande gekommen ist, durch welche erst für die aufsteigenden Quellen Bahn gebrochen worden sein dürfte, so wird man unsere Kalke wohl richtiger dem Untermiozän einreihen können.

4. Tertiäre Eruptivgesteine.

Vulkanische Eruptionen begannen im Kartengebiete nach Ablagerung der mitteloligozänen Sedimente und währten bis in die miozäne Zeit. Vielerorts kann beobachtet werden, daß mitteloligozäne Ablagerungen von Eruptionen durchbrochen und überlagert werden. An mehreren Orten, besonders bei Wohontsch und Nemetschken im Franz Josef-Stollen, dann am Nordrande des Kartenblattes östlich Quikau und nördlich Weschen, bei Lochtschitz u. a. a. O. läßt sich weiter feststellen, daß basaltische Eruptivmassen wiederum von den untermiozänen Sedimenten überlagert werden (siehe Fig. 4 und 7). Aus diesem Grunde muß den genannten Basalteruptionen zumindest ein oberoligozänes Alter zugewiesen werden. Das gleiche Alter kommt allen Eruptivgebilden zu, welche unter gleichen Verhältnissen auftreten. Nun werden aber auch die miozänen Braunkohlenablagerungen wiederum von Basalten durchbrochen und überlagert. Die Basaltkuppen des Poratsch-Berges, der Horka und Winskahora und die Basaltgänge, welche unter diesen Bergen die Braunkohlenflöze im Franz Josef-Stollen durchsetzen, liefern hierfür gute Beispiele. Die letzteren Basalte können demnach nur ein miozänes Alter besitzen. Auch der Basalt des Ladenberges ruht auf dem miozänen Kohlenfelde der Karolinengrube. Miozänen Alters ist auch die Mehrzahl jener Basalte, welche entlang des Bielatales auftreten; das gleiche Alter besitzen die Basalte des Wachhübels, die beiden Basaltkörper südlich und westlich der Lissnitze und die Basaltdecke südöstlich vom Teplitzer Schloßberge.

Die vulkanischen Ausbrüche haben demnach im Kartengebiete vom Oberoligozän an bis ins Miozän stattgefunden, sowohl vor als nach der Ablagerung der großen nordböhmischen Braunkohlenflöze.

Eine Unterscheidung der Braunkohlenbildungen Nordböhmens in vor- und nachbasaltische, wie sie früher üblich war, ist nicht aufrecht zu erhalten.

In bezug auf die Art der im Kartengebiete vorhandenen Eruptivmassen muß hervorgehoben werden, daß die Mannigfaltigkeit derselben nicht groß ist. Es sind nur Basalttuffe, Basalte, Phonolithe, Trachydolerite, Leuzittephrite und Mondhaldeït bekannt geworden. Die Basalte überwiegen an Menge alle anderen Eruptivgebilde, dann folgen Phonolithe, eine geringe Anzahl von Trachydoleriten und zuletzt zwei Leuzittephritkörper. Die Mehrzahl der Basalte sind Feldspatbasalte, an diese reihen sich Nephelinbasalte, ganz zurück treten Leuzitbasalte. Einen eigenen Typus von Basalten stellen leuzitführende Feldspatbasalte dar. Diese wurden bereits im Gebiete des Blattes Kostenblatt-Milleschau aufgefunden und in den Erläuterungen zu diesem Blatte als Leuzitbasanite beschrieben. Auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung gehören sie jedoch zu den Feldspatbasalten.

Nach ihrer Eruptionsfolge reihen sich die Eruptivmassen des Gebietes folgendermaßen an: zu den ältesten Eruptivgebilden gehören die Phonolithe, darauf folgen Basalttuffe und Basalte, Trachydolerite und Tephrite, den Schluß bilden die miozänen Basalte:

Jüngere (miozäne) Basalte und Basalttuffe,
Leuzittephrit,
Trachydolerit.

Ältere (oligozäne) Basalte und Basalttuffe,
Phonolithe.

Phonolithe (Ph).

Phonolithische Gesteine finden sich in verhältnismäßig großer Zahl im Kartengebiete, 30 einzelne Gesteinskörper sind phonolithischer Natur. Sie treten fast allenthalben als Kegel oder Dome aus ihrer Umgebung hervor und bestimmen, wie in anderen Gegenden des Mittelgebirges, so auch in unserem Gebiete den Charakter der Landschaft. Das gilt insbesonders bezüglich des Teplitzer Schloßberges, des Jedowin, Ratschen, der Skala bei Frauschile, Skala bei Lellowa, des Teplitzer Berges, des kleinen und großen Franzberges usw.

Fast allenthalben zeigt sich eine plattige Absonderung. Die Absonderungsflächen folgen in einigen Fällen den peripherischen

Begrenzungsflächen des Phonolithkörpers, so am Teplitzer Schloßberg; der ganze Phonolithkörper zeigt dann einen zwiebelschaligen Aufbau. In anderen Fällen ordnen sich die Absonderungsflächen konzentrisch-schalig um einzelne Mittelpunkte, so daß der Phonolithkörper in mehrere große kugelige Gebilde mit konzentrisch-schaligem Bau zerfällt. Diese Struktur ist schön im Steinbruch am Schneiderberge, westlich der Straße von Lellowa nach Tschentschitz zu beobachten.

Die Phonolithe reihen sich im großen und ganzen entlang der auf den Seiten 2 und 3 genannten großen Brüche an.

Man kann unter den Phonolithen des Gebietes folgende Arten unterscheiden: *a)* Nephelin-Phonolith; *b)* Hauyn-Phonolith; *c)* trachytischer Phonolith; *d)* tephritischer Phonolith.

a) Nephelin-Phonolith bildet drei Gesteinskörper, den Vogelberg nördlich der Raudnay, den Linschnerberg nördlich Linschen und den Hügel, welcher den Meierhof „Neuhof" südöstlich Wisterschan trägt. Im Gestein des Vogelberges ist Hainit enthalten. Das Gestein von Neuhof verdient besonders hervorgehoben zu werden. Im frischen Zustande besitzt es eine dichte, lauchgrüne Grundmasse mit wenig kleinen Ausscheidlingen von Sanidin. Mit der Lupe erkennt man zahlreiche Nephelinkrystalle. Die grüne Farbe der Grundmasse ändert sich unter den Verwitterungseinflüssen um in verschiedentlich gelbe, rote und braunrote Farben. Auch braune Dendriten stellen sich entlang der Kluftflächen ein. Wegen seiner auffälligen Färbung hat das Gestein von Neuhof früh die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt, schon 1840 beschrieb es A. E. Reuss (l. c. pag. 195) als „Keratitporphyr". Die Grundmasse besteht aus einem innigen Gemenge feinster Leistchen von Alkalifeldspäten, fast farbloser zartester Diopsidsäulchen, Nephelin- und Sodalithkryställchen. An manchen Stellen der Gesteinsgrundmasse häufen sich die Pyroxenkryställchen in größerer Menge an, wodurch eine Art Ozellarstruktur entsteht.

Der Nephelinphonolith von Neuhof hat nach den schon 1839 durch Redtenbacher ausgeführten Analysen (J. Roth, Gesteinsanalysen, 1861, pag. 22 und 24) folgende Zusammensetzung, wobei I die Analyse des ganzen Gesteins, II die Zusammensetzung des in HCl nach längerem Digerieren bei gelinder Wärme löslichen, III die Zusammensetzung des in HCl unlöslichen Anteils ausdrückt:

	I	II	III
SiO_2 . .	54·350	41·22	66·96
Al_2O_3 . .	23·979	29·24	18·94
FeO . .	1·223	2·50	—
MnO . .	0·312	0·64	—
CuO . .	0·012	0·025	—
CaO . .	0·680	1·03	0·34
MgO . .	1·383	1·26	1·50
K_2O . .	4·258	3·56	4·93
Na_2O . .	9·155	12·11	6·32
H_2O . .	3·212	6·56	—
Summe . .	98·564	98·145	98·99
		48·97%	51·03%

Spez. Gew. 2·558 (A. E. Reuss)
2·548 (Breithaupt)

Blöcke eines hellgrau gefärbten tuffähnlichen Gesteins wurden vor Jahren am Fuße des Neuhofer Phonolithhügels von G. C. Laube aufgefunden. Während der Aufnahmszeiten für vorliegendes Blatt war keine Spur mehr von den Blöcken zu sehen. Herr Hofrat Professor G. C. Laube hat aber die in der Sammlung des geologischen Instituts der deutschen Universität zu Prag aufbewahrten Handstücke von diesem Gestein in dankenswerter Weise für die Untersuchung zur Verfügung gestellt. Das Gestein besteht vorzugsweise aus kleinen Quarzkörnchen, welche durch ein äußerst feinkörniges Mosaik winzigster Quarz- und trüber, undurchsichtiger, unbestimmbarer Teilchen verbunden werden. Es ist möglicherweise aus sandigen Braunkohlenletten im Kontakt mit dem Phonolith hervorgegangen.

b) Hauyn-Phonolith tritt in Form eines 2 *m* mächtigen, OW. streichenden Ganges bei 400 *m* in einem Hohlwege östlich des Kirchberges südwestlich Boreslau auf. Das Gestein hat in grauer dichter Grundmasse zahlreiche kleine rote Hauynkrystalle ausgeschieden. Mikroporphyrisch treten einzelne Krystalle von Titanit und Ägirinaugit hervor. Die Grundmasse besteht aus Platten eines Alkalifeldspats und zahlreichen Hauynkrystallen, dazwischen bemerkt man einzelne Magnetitkörner und Säulchen von Ägirinaugit. Ein großer Teil der Grundmassenfeldspäte dürfte dem Anorthoklas angehören, denn bei einigen Krystallen wurden auf M Auslöschungs-

winkel von + 6·30—8·30° gemessen. Um zu erfahren, ob neben dem reichlich auftretenden Hauyn auch Sodalith vorhanden ist, wurde das Pulver des Gesteins mit NHO_3 behandelt. Im Filtrate war nur eine ganz schwache Spur einer Chlorreaktion zu erkennen, während Chlorbaryum einen starken Niederschlag von $BaSO_4$ erzeugte. Sodalith tritt demnach nicht auf.

c) Zum trachytischen Phonolith gehören mit Ausnahme von drei Vorkommen tephritischen Phonoliths alle übrigen Phonolithe des Gebietes. Sie sind in der Regel porphyrisch ausgebildet: in grünlich- oder dunkelgrauer dichter Grundmasse sind Ausscheidlinge einzelner Tafeln von Alkalifeldspat, bisweilen auch von Kalknatronfeldspat, in einigen Gesteinen auch Krystalle von Hornblende oder Augit und von Titanit eingebettet.

Die holokrystalline Grundmasse besteht hauptsächlich aus Leisten und Balken von Alkalifeldspäten, dann Mineralen der Sodalithgruppe, spärlich auftretendem Nephelin und grünen Säulchen von Ägirinaugit. Magnetit tritt in der Regel ganz vereinzelt, selten in größeren Mengen auf. Titanit ist allenthalben vorhanden, Hainit findet sich recht reichlich in den Phonolithen des Teplitzer Schloßberges, des Schneiderberges, des Steinigenberges, des Schieferberges, des Jedowin und des Ratschenberges, besonders häufig in dem kleinen Phonolithkörper nordwestlich vom Ratschenberge. Apatitsäulchen sind recht verbreitet, auch randlich korrodierte braune Hornblendekrystalle lassen sich bisweilen beobachten. Blasenräume des Phonoliths vom Schneiderberge an der Straße von Lellowa nach Tschentschitz sind mit Analcim und Natrolith ausgekleidet. In den Phonolithen des Jedowin und der Skala bei Frauschile hat man bereits seit langer Zeit schmale Gänge von dichtem Natrolith beobachtet.

Minerale der Sodalithgruppe treten in Form von ganz kleinen rötlichen Kryställchen innerhalb der Feldspatleisten, dann als größere Krystalle und endlich bisweilen als xenomorphe Füllmasse zwischen den übrigen Gemengteilen auf.

An einigen Phonolithkörpern des Gebietes, z. B. am Westabhange des Jedowin, am Ostrande des Ratschenberges, am kleinen Phonolithkörper nordwestlich des Ratschenberges, in der Fohle zwischen den beiden Gneispartien, ist eine weiß gefärbte Randfazies ausgebildet. Diese höchst auffällige Phonolithfazies, vom Volksmunde mit dem sonderbaren Namen „wilde Gans" bezeichnet, besteht aus einer weißen, dichten mürben Grund-

masse, in welcher einzelne glasige Alkalifeldspäte eingebettet liegen. Die Grundmasse besteht aus trachytisch zusammengefügten Leisten von Alkalifeldspäten und erdigen bis blätterigen kaolinartigen Zersetzungsprodukten aller anderen Phonolithminerale. Nur die Feldspäte sind verhältnismäßig gut erhalten, die übrigen Bestandteile jedoch wurden zerstört. Das Gefüge läßt nicht auf das frühere Vorhandensein einer Glasbasis schließen. Die Ursachen, welche diesen eigenartigen Zustand des Gesteins herbeigeführt haben, konnten nicht ermittelt werden.

Entlang der Feldränder nordwestlich des Dorfes Frauschile liegen in den mauerartig zusammengehäuften Lesesteinen von Phonolith auch einzelne Blöcke von bimssteinartigen Phonolithschlacken, welche durch größere Feuerbrände entstanden sind. Die Schlacken besitzen eine rothraune Färbung und durch zahlreiche feine Blasenräume ein schwammig poröses Gefüge. Bis auf die Feldspäte sind alle übrigen Gemengteile zu einem farblosen oder gelb gefärbten, häufig körnig trüben Glase geschmolzen, so daß die Stege zwischen den Blasenräumen nur aus Feldspatleisten und Glas bestehen.

Als Beispiel der chemischen Zusammensetzung der trachytischen Phonolithe sei diejenige des Phonoliths vom Teplitzer Schloßberg nach J. Roth, Beiträge z. Petr. d. plut. Gest., 1869, angeführt. Analyse von Rammelsberg-Schepky. Ältere Analysen des gleichen Gesteins sind in J. Roth, Gesteinsanalysen usw., 1861, pag. 22, enthalten. I Analyse des ganzen Gesteins, II des in HCl löslichen, III des in HCl unlöslichen Anteils.

	I	II	III
SiO_2	58·16	42·28	64·28
SO_3	0·16	—	—
Al_2O_3	21·57	25·09	20·18
Fe_2O_3	2·77	6·12	1·45
MnO	0·24	0·85	—
CaO	2·01	7·11	Spur
MgO	1·26	0·92	1·40
K_2O	6·57	3·89	7·62
Na_2O	5·97	8·24	5·07
H_2O	2·03	7·18	—
Summe	100·74	101·68	100·00
		28·26%	71·74%

d) Die tephritischen Phonolithe nähern sich den Trachydoleriten durch größeren Gehalt an Kalknatronfeldspat und an farbigen Gemengteilen. Es wurden folgende Gesteinskörper in die Gruppe der tephritischen Phonolithe gestellt: Teplitzer Berg südöstlich Bukowitz, Holomajka bei Moschen, Welhenitzer Berg zwischen Moschen und Welhenitz, endlich das kleine Phonolithvorkommen südwestlich Welhenitz.

Das Gestein des Teplitzer Berges ist porphyrisch entwickelt: in dichter, dunkelgrauer, überwiegend aus breiten Leisten von Alkalifeldspäten und Kalknatronfeldspäten, dann aus relativ viel Magnetit und vielen kleinen Augitprismen, hingegen aus wenig Nephelin und Sodalithmineralen bestehender Grundmasse liegen Tafeln von Kalknatronfeldspat und Hornblendeprismen eingebettet. Die übrigen tephritischen Phonolithe erscheinen dicht bis feinkörnig, hell- bis dunkelgrau.

In besonderer Weise verdient das Gestein hervorgehoben zu werden, welches den Welhenitzer Berg zwischen Welhenitz und Moschen aufbaut. Östlich Welhenitz ist das Gestein feinkörnig entwickelt und besteht vorzugsweise aus Tafeln von Anorthoklas, zwischen denen Leisten von Kalifeldspat, Prismen von Ägirinaugit, Körner von Magnetit, Sodalithminerale und Analcim auftreten. Der spärlich vorhanden gewesene Nephelin ist in Faseraggregate von Natrolith verwandelt. Überhaupt läßt der Erhaltungszustand des Gesteins viel zu wünschen übrig. Die Anorthoklastafeln erreichen eine Ausdehnung von 0·3—0·4 *mm*. Ihr Kern ist in der Regel vollständig umgewandelt in trübe tonige Substanzen, so daß von der Feldspattafel nur die randlichen Teile erhalten sind. Aber auch diese sind nicht völlig homogen. Außer Einschlüssen der übrigen Gemengteile des Gesteins gewahrt man in den Querschnitten häufig stärker lichtbrechende Lamellen der übrigen Feldspatsubstanz eingeschaltet. In ihrer optischen Orientierung weichen diese Lamellen von der sie beiderseits umgebenden Anorthoklassubstanz fast gar nicht ab, weshalb sie wohl nur als an Albit reichere Anorthoklaslamellen anzusehen sind.

Basalttuff und Tuffit.

Tuffit (oTt) von lebhaft rotbrauner Färbung findet sich bei 300 *m* am Westfuße des Welhenitzer Berges im Dorfe Welhenitz, dann südlich von Gr.-Tschochau und am Westabhange des Weschener Berges östlich vom Dorfe Weschen.

Basalttuff (oBaT) tritt nur an wenigen Orten zutage. Man findet Basalttuffe insbesonders im südöstlichen Teile des Gebietes, dann entlang der West-Ost gerichteten Abbruchlinie des oligozänen Gebietsanteiles im Südosten der Karte bei Bukowitz und in der Umgebung des Teplitzer Berges, ferner im Bielatale bei Sensomitz, Hertine, Malhostitz und Haberzie, endlich östlich des Weschener Berges.

Ein weicher Tuff von rotbrauner Färbung wurde beim Baue des Tunnels südwestlich der Station Auperschin der Aussig-Teplitzer Eisenbahn unter dem Basalt angefahren. Die Tuffe der Umgebung des Teplitzer Berges bilden einen nach Norden offenen Halbkreis, auch die bei Sensomitz und östlich des Weschener Berges vorhandenen Basalttuffe zeigen eine halbkreisförmige Anordnung, als ob sie Reste von zerstörten Kraterwällen wären.

Basalttuffe unseres Gebietsanteiles stellen wie die Tuffe anderer Orte des böhmischen Mittelgebirges mürbe, graue, graubraune bis rotbraune Gesteine dar. Sie sind teils feinkörnige Aschentuffe, teils grobkörnige Sandtuffe. Größere Basaltbomben und Auswurfsblöcke von Plänerkalk und von Süßwasserkalk finden sich in den Tuffen bei Sensomitz und Haberzie. Im übrigen bestehen unsere Basalttuffe aus Krystallen und Krystalltrümmern von Olivin, Augit, Hornblende und Biotit, aus Quarzkörnern, aus Bröckchen von Palagonit und von Glasbasalt. Diese Bestandteile werden entweder ohne jedes Bindemittel zusammengehalten oder sie sind durch einen schwer auflösbaren Kitt verbunden, welcher aus Körnern und Fasern von Zeolithen, Karbonaten und amorpher Kieselsäure besteht.

Dem Basalttuff südöstlich von Haberzie sind bei 220 *m* schwache Lagen von Süßwasserkalk eingeschaltet. Diese konnten nur während einer längeren Pause in der eruptiven Tätigkeit entstehen. Auch enthält dieser Basalttuff wie der Tuff anderer Orte zahlreiche Gänge von Aragonit. Die gleichen Gänge finden sich auch in den benachbarten Basaltkörpern. Bei 220 *m* östlich vom Dorfe Haberzie hat Herr F. Cornu Aragonitgänge von 15 *cm* Mächtigkeit aufgefunden. Vielerorts hat der Aragonit eine Umwandlung in Dolomit erfahren. Ferner umschließen die Tuffe des Bielatales häufig konzentrisch geschichtete Konkretionen von braunem, tonigem Brauneisenstein.

Die Basalttuffe des Gebietes verwittern zu einem warmen, braunen, an Mineralstoffen reichen Lehmboden. Selbst an Steilhängen ernährt

er den anspruchsvollsten Waldbaum, sobald nur der Verwitterungsboden die nötige Bindung erhalten hat.

Aus den Tuffen südlich Bukowitz entspringt bei 300 *m* eine kräftige Quelle.

Basalte.

Die überwiegende Mehrzahl der Eruptivmassen des Kartengebietes besteht aus Basalten. Es sind vertreten Feldspat-, Nephelin-, Leuzit- und Glasbasalte, dann auch leuzitführende Feldspatbasalte und feldspatführende Nephelinbasalte. Die bei weitem größte Anzahl von Basaltkörpern (147) lieferte der Feldspatbasalt, etwa 40 gehören dem Nephelinbasalt an, nur drei bestehen aus Leuzitbasalt. Zwischen den verschiedenen Basaltarten lassen sich keine scharfen Grenzen ziehen. In sehr vielen Feldspatbasalten tritt Nephelin als Grundmassenbestandteil auf. Eine andere Gruppe von Feldspatbasalten (27 Gesteinskörper) enthält reichlich Leuzit, welcher sich unter ganz besonderen Bedingungen, die später ausführlich dargelegt werden, bildete. Durch diese Verhältnisse sowie durch ihren chemischen Bestand (durchwegs arm an SiO_2, reich an Mg, Ca und Fe) bekunden unsere Basalte, daß sie aus nahe verwandten Teilmagmen eines theralithisch-foyaitischen Stammagmas hervorgegangen sind.

Einige basaltische Eruptivmassen sind, wie schon erwähnt, oberoligozänen Alters, weil sie die mitteloligozänen Sedimente durchbrechen und von miozänen Braunkohlengebilden überlagert werden. Eine große Zahl von Basalten aber durchbricht wiederum die untermiozänen Sedimente, diese gehören demnach einer jüngeren (miozänen) Eruptionsperiode an. Zu den miozänen Basalten gehören namentlich die großen Basaltkörper des Bielatales, die Basalte des Poratsch, der Horka, Winskahora und der Basaltergruß zwischen Wisterschan und Quikau, während der Basalt zwischen Quikau und dem Weschener Berge dem Oberoligozän angehört. Auch die zahlreichen Basalte im südöstlichen Kartenteile südlich von Boreslau, Lellowa und Bukowitz dürften der älteren (oberoligozänen) Eruptionsphase entstammen. In zahlreichen Fällen ist es nicht möglich, das Alter der Eruptivmassen festzulegen, insbesondere auch deshalb nicht, weil zwischen den Basalten verschiedenen Alters weder Unterschiede in der mineralischen und chemischen Zusammensetzung noch in ihren Strukturen aufgefunden werden konnten. Aus diesem Grunde sollen auch im folgenden die

älteren oligozänen und die jüngeren miozänen Basalte gemeinsam behandelt werden.

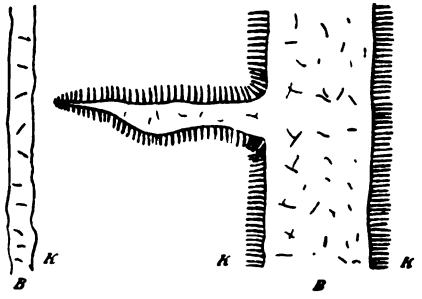
Die Basaltkörper erfüllen Eruptionsschlote und Gangspalten verschiedener Ausdehnung, ferner bilden sie decken- oder schildförmige Ergußmassen. Im südlichen Gebietsanteile sind kegelförmige Oberflächenformen nicht selten anzutreffen, so die Basaltkegel des Poratsch (Aloishöhe), der Horka, Winskahora, des Köhlerberges, Pilkauerberges, Wachtberges u. a. Aus der Form des Oberflächenergusses kann keinerlei Schluß gezogen werden auf die Gestalt des Zufuhrkanals; Kegel, welche einen zylindrischen Schlot unter sich vermuten ließen, können auf schmalen Spalten sitzen. Der Kegel des Poratsch liefert hierfür ein Beispiel. Vom Franz Josef-Stollen aus konnte unter dem Kegel dieses Berges zur größten Überraschung der Bergleute ein Braunkohlenflöz abgebaut werden, erst seitlich des Kegels stieß man auf einen Basaltgang von etwa 23 *m* Mächtigkeit, auf welchem für den Poratschkegel das Basaltmaterial zugeführt worden ist. Außer diesem Basaltgange hat der Bergbau verschiedene andere Gänge von 0·35 *m*, 1·4 *m* bis 40 *m* Mächtigkeit, welche das Braunkohlenflöz durchsetzen, nachgewiesen. Von manchen saiger aufsteigenden Basaltgängen zweigen wagrechte Apophysen ab (Fig. 8).

Der erste Überblick der zahlreichen im Kartengebiete auftretenden Basaltkörper läßt keine Regel in der Anordnung erkennen, bei näheren Studien gewahrt man indes, daß die Basaltausbrüche den großen Brüchen, die das Gebiet durchsetzen, folgen. Selbst die vielen basaltischen Schlotausfüllungen, welche außerhalb der eigentlichen Bruchspalten die Sedimente durchbrechen, sitzen auf Nebenspalten, die teils den Hauptspalten parallel folgen, teils von ihnen abzweigen. Das lehren insbesondere die im Kohlenfelde des Franz Josef-Stollens gewonnenen Erfahrungen.

Feldspatbasalte [Bf] bilden, wie schon angeführt, die überwiegende Mehrzahl aller basaltischen Gesteinskörper. Sie besitzen eine schwarze, dichte, selten feinkörnige Grundmasse, in welcher häufig Krystalle oder Körner von Olivin und Augit, bisweilen auch von Titaneisen ausgeschieden sind. Unter dem Mikroskope erkennt man nicht selten auch Ausscheidlinge von Hornblendekrystallen, die jedoch in der Regel schwammig korrodiert und fast gänzlich in ein Netzwerk von den bekannten tiefbraunen Stäben und Körnern

umgewandelt sind, welche J. Soellner jüngst für Änigmatit erklärt hat.[1]) Hornblende tritt gleichzeitig mit Olivin auch in den schlotförmigen Basaltkörpern auf. — Die Grundmasse besteht aus zahlreichen Magnetitkörnern, Krystallen von Augit und Olivin in II. Generation und aus Feldspäten. Neben Augit finden sich häufig Blätter von Biotit. Als letzte Füllmasse zwischen den Grundmassengemengteilen stellt sich häufig Nephelin, seltener braunes Glas ein. Letzteres ist insbesondere der Fall bei den miozänen Basalten. Die chemischen Analysen unserer Feldspatbasalte weisen eine auffallend geringe Menge von Eisenoxyd nach, so daß der ungemein häufig in der Grund-

Fig. 8.



B Basaltgänge im Braunkohlenflöz *K* des Franz Josef-Stollens, der stärkere mit einer Apophyse. Am Kontakt von Basalt und Kohle ist letztere verkokst. 1 : 100.

masse vorhandene Magnetit kein reiner Eisenmagnetit sein kann, sondern eine isomorphe Mischung von Hercynit $Al_2O_3 . FeO$, Manganomagnetit $(Fe_2Mn_2)O_3 . FeO$ und Titanomagnetit $(Fe_2Ti_2)O_3 . FeO$ sein muß. Feldspäte treten in Form von Leisten, breiten Balken und als xenomorphe Füllmasse auf. Leisten und Balken bestehen aus einem basischen Labrador oder aus Anorthit, die Füllmasse ist albitreicher und nähert sich dem Andesin. In einigen Fällen scheint Anorthoklas vorhanden zu sein. Die Feldspatfüllmasse besitzt stets verwaschene Ränder, während die Leisten sich immer scharf abgrenzen.

[1]) Zentralblatt f. Min., Geol. u. Pal., 1906, pag. 207 und 208. — In einer 1907 (Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., XXIV. Beilage-Band, pag. 475—547) veröffentlichten Arbeit erklärt J. Soellner die braunen Umschmelzungsprodukte der basaltischen Hornblende für Rhönit, ein neues, mit dem Änigmatit verwandtes Mineral.

Im Basalt östlich vom Dorfe Webeschan treten kleine Blasenräume auf, welche von Analcim erfüllt sind. Der Analcim erscheint reichlich durchspickt von feinen Apatitnädelchen. Auch im Basalt mit Koagulationsstruktur nördlich des Vogelberges (südlich vom Dorfe Moschen) sind Felder von Analcim vorhanden, welche wiederum gut ausgebildete Krystalle von Nephelin umschließen. Die Blasenräume vieler Basalte sind von Phillipsit erfüllt; besonders schön tritt dieses Mineral auf in dem Gesteine bei 180 *m* nordwestlich der Malhostitzer Mühle und im Basalte östlich des Weschener Berges bei 240 *m*. Neben Analcim und Phillipsit, welche das Innere von Hohlräumen einnehmen, ist im Umfange der Hohlräume im Basalt des Geiersberges (Ostende der Feuermauer) südlich Ließnitz bei Sign. 274 *m* Sodalith vorhanden. In der Grundmasse des Basaltes bei 238 *m* südöstlich Lochtschitz tritt Leuzit auf. Das Auftreten dieser Minerale bekundet gleichfalls die Abstammung unserer Basalte von einem theralithisch-foyaitischen Stammagma.

Ein einziges Mal wurde das Vorkommen eines Korundkrystalls beobachtet, und zwar in dem Gestein eines Basaltblockes aus dem Tuffe nordwestlich Hertine, südlich Sensomitz. Durch seine starke Lichtbrechung und seinen Pleochroismus zwischen dunkelblau und hellbläulichgrau im Vereine mit seiner sechsseitigen Umgrenzung ließ sich der Korund mit Sicherheit bestimmen.

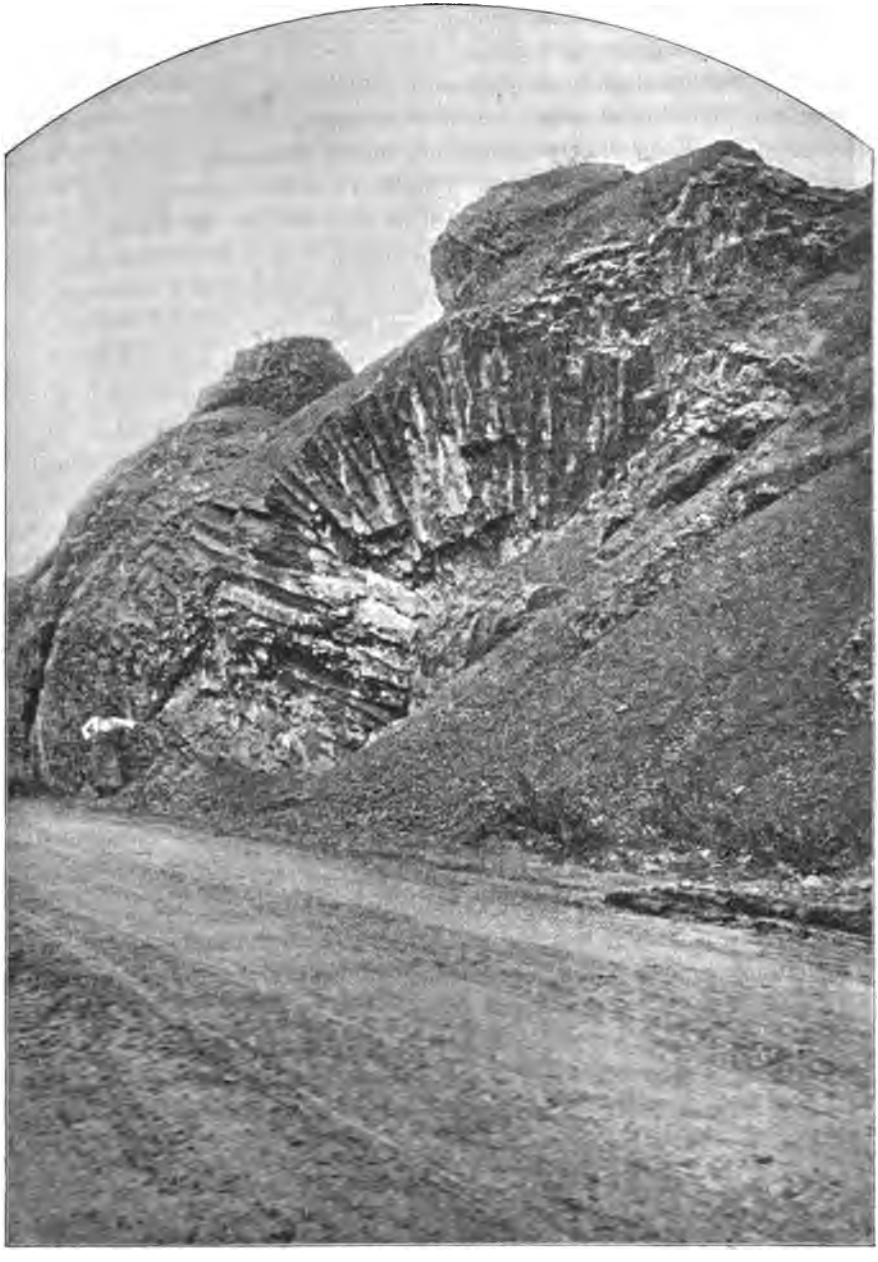
Olivin zeigt die bekannte Umwandlung in das als Iddingsit gedeutete Mineral in folgenden Gesteinen: an der Straße von Welhenitz nach Kostenblatt bei 320 *m*; Welhenitz Südost bei 350 *m*; an der Straße von Hertine nach Schallan bei 190 *m*; bei Sign. 257 *m* nördlich Hertine. Olivinfrei sind nachstehende Basalte: Gang bei 510 *m* westlich Pilkau am Fahrwege nach Tschentschitz, Wachtberg südlich Boreslau.

Von Strukturen wurden beobachtet die Intersertalstruktur, die Ausbildung mit poikilitisch gespickten Feldspattafeln und die Koagulationsstruktur.

Absonderung in Säulen zeigen die Basalte in der Goslike, dann der Basalt an der Straße nördlich der Station Auperschin und viele andere. Kugelig abgesondert sind die Basalte bei Ratsch, im Dorfe Webeschan und östlich davon, auch an der Straße von Hertine nach Suchei bei 240 *m*.

Die Säulen des Basaltes in der Goslike ordnen sich radialstrahlig an (Fig. 9).

Fig. 9.



Säulenförmig abgesonderter Feldspatbasalt am linken Ufer des Saubaches in der Goslike. Säulen radial angeordnet. Phot. von R. v. Weinzierl.

Chemische Zusammensetzung. Unter I folgt die chemische Zusammensetzung des älteren (oberoligozänen) Feldspatbasalts östlich von Quikau; unter II die Zusammensetzung des jüngeren (miozänen), nephelinführenden Feldspatbasalts vom Berge Poratsch; unter III die Zusammensetzung des leuzitführenden Feldspatbasalts südlich vom Wachtberge bei 400 *m* am rechten Bachufer, südlich von Sign. 415 *m*, nahe dem Eingange zur Flur Paschkopole; IV endlich gibt die Zusammensetzung der schönen Augitkrystalle, welche aus dem gleichen Gestein wie III entlang der Reichsstraße in der Paschkopole auswittern. Für die Analyse IV wurde das Material sorgfältig von dem eingeschlossenen Basaltglas und nach Möglichkeit von den Hornblendeteilchen, welche mit dem Augit verwachsen sind, befreit.

	Oligozäner Basalt von Quikau	Miozäner Basalt, Poratsch	Leuzitführender Feldspatbasalt, Paschkopole	Augit aus III, Paschkopole
	I	II	III	IV
SiO_2 . . .	39·45	42·36	42·65	48·65
TiO_2 . . .	1·72	0·85	2·00	0·90
P_2O_5 . . .	1·65	0·88	0·27	0·00
SO_3 . . .	0·00	0·00	0·00	0·00
Cl	0·04	0·13	0·02	F . . . 0·00
Al_2O_3 . . .	15·51	15·39	12·08	5·97
Fe_2O_3 . . .	0·35	0·48	1·77	0·00
FeO . . .	10·79	12·12	6·93	4·71
MnO . . .	1·02	0·58	0·28	0·28
CaO . . .	12·80	11·25	14·18	23·48
MgO . . .	10·69	10·49	15·55	14·80
K_2O . . .	0·65	1·24	0·52	0·33
Na_2O . . .	3·00	3·78	2·67	0·95
CO_2 . . .	0·27	0·38	0·11	0·00
H_2O chem. geb.	1·87	0·00	1·65	0·14
Summe .	99·81	99·93	100·68	100·21

Analysenbelege. Zu Analyse I.

In der bei 105° getrockneten Substanz: CO_2 in 5 *g*, Zunahme des Kaliapparates = 0·0135 *g*, CO_2 = 0·27%. Glühverlust von 1 *g* = 0·0212 *g*, geb. Wasser 0·0187 entsprechend = 1·87%. — SiO_2 = 0·4000 *g*, hiervon ab Rest nach Behandlung mit HF = 0·0055, demnach in 1 *g* Substanz 39·45%. Mn_3O_4 = 0·0110 *g*, MnO =

$0{\cdot}011 \times 0{\cdot}93 = 0{\cdot}01023$, in 1 *g* Substanz $1{\cdot}02\%$. — $Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5 + TiO_2 = 0{\cdot}3122\,g$. Mit $KHSO_4$ aufgeschlossen, titriert, verbraucht an Permang. 9·5 cm^3. $9{\cdot}5 \times 0{\cdot}0103627 = 0{\cdot}098446\,g$ Fe_2 entsprechend $0{\cdot}1406\,g$ Fe_2O_3. Titerstellung 1·4 *g* Doppelsalz = 19·3 cm^3 Permang., 1 cm^3 Permang. = 0·0103627 *g* Fe. — FeO in 1 *g* verbraucht an Permang. 8·1 cm^3, $0{\cdot}0103627 \times 8{\cdot}1 = 0{\cdot}083938\,g$ Fe, FeO = 0·10792 *g* entsprechend 10·79%. 0·10792 FeO entspricht 0·1199 Fe_2O_3. — $Mg_2P_2O_7$ von P_2O_5 aus 2 *g* Substanz 0·0516 *g*, $P_2O_5 = 1{\cdot}65\%$. — $TiO_2 = 0{\cdot}0172\,g$ entsprechend 1·72%. — $Al_2O_3 = 0{\cdot}3122 - (0{\cdot}1406 + 0{\cdot}0165) = 0{\cdot}1551$; $Al_2O_3 = 15{\cdot}51\%$. — $Fe_2O_3 = 0{\cdot}1406 - (0{\cdot}1199 + 0{\cdot}0172) = 0{\cdot}0035$; $Fe_2O_3 = 0{\cdot}35\%$. — CaO 0·1280 *g* entsprechend 12·80%. $Mg_2P_2O_7$ von MgO 0·2952 *g*; MgO = $0{\cdot}2952 \times 0{\cdot}362 = 0{\cdot}10686$, entsprechend MgO 10·69%. — KCl + NaCl = 0·1335 *g* in 2 *g* Substanz. Platin = 0·0273 *g*. $0{\cdot}0273 \times 0{\cdot}7566 = 0{\cdot}0206\,g$ KCl. $0{\cdot}0273 \times 0{\cdot}4768 = 0{\cdot}01301\,g$ K_2O entsprechend $K_2O = 0{\cdot}65\%$. NaCl = 0·1335—0·0206 = 0·1129 *g*, $0{\cdot}1129 \times 0{\cdot}531 = 0{\cdot}0600\,g$ Na_2O entsprechend $Na_2O = 3{\cdot}00\%$. AgCl = 0·0015 *g*. $0{\cdot}247 \times 0{\cdot}0015 = 0{\cdot}0037\,g$ entsprechend Cl = 0·04%.

Zu Analyse II.

Substanz bei 105° getrocknet. CO_2 von 10 *g* 0·0380 *g* entsprechend 0·38%. Glühverlust von 1 *g* 0·0038, geb. $H_2O = 0{\cdot}00$. — SiO_2 0·4266 *g* in 1 *g* Substanz, ab Rest nach Behandlung mit HF = 0·0030 bleibt $SiO_2 = 42{\cdot}36\%$. — $Mn_3O_4 = 0{\cdot}0062\,g$, $MnO = 0{\cdot}93 \times 0{\cdot}0062 = 0{\cdot}0058$; MnO = 0·58%. $Fe_2O_3 + Al_2O_3 + TiO_2 + P_2O_5 = 0{\cdot}3107\,g$; aufgeschlossen und titriert, verbraucht 10·0 cm^3 Permang. (1 cm^3 Permang. = 0·0103627 *g* Fe_2). 10·0 cm^3 Permang. entsprechen $0{\cdot}103627\,g$ Fe_2 und $0{\cdot}14804\,g$ Fe_2O_3 (inkl. TiO_2). TiO_2 gewogen 0·0085 *g* entsprechend 0·85%. — $Mn_2P_2O_7$ von $P_2O_5 = 0{\cdot}0276\,g$ entsprechend $0{\cdot}01761\,g$ P_2O_5 und 0·88% P_2O_5. — $Al_2O_3 = 0{\cdot}3107 - (0{\cdot}1480 + 0{\cdot}0088) = 0{\cdot}1539\,g$ entsprechend 15·39%. — Für FeO-Bestimmung verbraucht 9·1 cm^3 Permang. $0{\cdot}0103627 \times 9{\cdot}1 = 0{\cdot}09430\,g$ Fe_2 entsprechend $0{\cdot}12124\,g$ FeO und 12·12% FeO. — $0{\cdot}12124$ FeO entspricht $0{\cdot}1347\,g$ Fe_2O_3; $Fe_2O_3 = 14{\cdot}80 - (13{\cdot}47 + 0{\cdot}85) = 0{\cdot}48\%$. — CaO gewogen 0·1125 *g* entsprechend 11·25%. — $Mg_2P_2O_7$ von MgO 0·2898; $0{\cdot}362 \times 0{\cdot}2898 = 0{\cdot}1049\,g$ MgO entsprechend 10·49%. — KCl + NaCl = 0·1816 *g*. Platin = 0·0520 *g*. $0{\cdot}7566 \times 0{\cdot}052 = 0{\cdot}0393\,g$ KCl. $0{\cdot}4768 \times 0{\cdot}052 = 0{\cdot}02479\,g$ K_2O in 2 *g* Substanz; K_2O deshalb 1·24%. — NaCl = 0·1816—0·0393 = 0·1423. $0{\cdot}531 \times 0{\cdot}1423 = 0{\cdot}07556\,g$ entsprechend 3·78% Na_2O. — AgCl 0·0055; $0{\cdot}247 \times 0{\cdot}0055 = 0{\cdot}0013\,g$; Cl = 0·13%.

Zu Analyse III.

Glühverlust von 1 *g* Substanz $0{\cdot}0176\,g$; CO_2 in 10 *g* Substanz $0{\cdot}0110\,g$, $CO_2 = 0{\cdot}11\%$. Gebund. Wasser = 1·76—0·11 = 1·65%. — $SiO_2 = 0{\cdot}4310\,g$ ab Rückstand nach Behandlung mit HF = 0·0045 *g* verbleibt $SiO_2 = 0{\cdot}4265$ entsprechend 42·65%. — $Mn_3O_4 = 0{\cdot}0030\,g$; $MnO = 0{\cdot}93 \times 0{\cdot}003 = 0{\cdot}00279\,g$ entsprechend 0·28%. — $(Fe_2O_3 + Al_2O_3 + TiO_2 + P_2O_5) = 0{\cdot}2382\,g$. Mit $KHSO_4$ aufgeschlossen und titriert, verbraucht Permang. 7·75 cm^3. — 1 cm^3 Permang. = $0{\cdot}0103626\,g$ Fe_2. $0{\cdot}0103626 \times 7{\cdot}75 = 0{\cdot}0803101\,g$ Fe_2 entsprechend $Fe_2O_3 = 0{\cdot}114728\,g$. $TiO_2 = 0{\cdot}0200\,g$ entsprechend 2·00%. Verbraucht für FeO-Bestimmung 5·2 cm^3 $KMnO_4$. $0{\cdot}0103626 \times 5{\cdot}2 = 0{\cdot}0538855\,g$ Fe_2 entspr. FeO = 0·06928 *g* oder 6·93%. — $0{\cdot}06928\,g$ FeO entsprechend $Fe_2O_3 = 0{\cdot}07698\,g$. — $Mg_2P_2O_7$ von P_2O_5 gewogen 0·0085 *g*, $P_2O_5 =$

$0{\cdot}0085 \times 0{\cdot}638 = 0{\cdot}005423\,g$ entspr. $0{\cdot}27\%$. — $Al_2O_3 = 23{\cdot}82 - 11{\cdot}74 = 12{\cdot}08\%$. — $Fe_2O_3 = 11{\cdot}47 - (2{\cdot}00 + 7{\cdot}70) = 1{\cdot}77\%$. — $CaO = 0{\cdot}1418\,g$ entspr. $14{\cdot}18\%$. — $Mg_2P_2O_7$ von MgO gewogen $0{\cdot}4296\,g$. $0{\cdot}4296 \times 0{\cdot}362 = 0{\cdot}1555\,g$ entspr. $15{\cdot}15\%$ MgO. — KCl+NaCl = $0{\cdot}1170\,g$; Platin = $0{\cdot}0220\,g$. $0{\cdot}0220 \times 0{\cdot}4768 = 0{\cdot}01049$ K_2O entspr. $0{\cdot}52\%$ K_2O. $0{\cdot}022 \times 0{\cdot}7566 = 0{\cdot}01664$ KCl. NaCl = $0{\cdot}1170 - 0{\cdot}1664 = 0{\cdot}1004\,g$. $0{\cdot}531 \times 0{\cdot}1004 = 0{\cdot}05331$ Na_2O entsprechend $2{\cdot}69\%$. — AgCl = $0{\cdot}001\,g$, Cl = $0{\cdot}247 \times 0{\cdot}001 = 0{\cdot}00024\,g$ entspr. $0{\cdot}02\%$.

Zu Analyse IV.

Glühverlust in $1\,g$ Substanz $0{\cdot}0014\,g$. CO_2 in $5\,g$ Substanz 0·000, gebundenes Wasser demnach $0{\cdot}14\%$. — $SiO_2 = 0{\cdot}4915\,g$, ab Rückstand nach Behandlung mit HF 0·0050 verbleibt $SiO_2 = 48{\cdot}65\%$. $F_2O_3 + Al_2O_3 + TiO_2 + P_2O_5 = 0{\cdot}1210\,g$; aufgeschlossen und titriert, verbraucht an $KMnO_4$ $4{\cdot}12\,cm^3$. $1\,cm^3$ $KMnO_4 = 0{\cdot}0104166\,g$ Fe_2. $4{\cdot}12\,cm^3$ $KMnO_4$ entsprechend $0{\cdot}04291639\,g$ Fe_2 oder $0{\cdot}061309\,g$ Fe_2O_3. — $TiO_2 = 0{\cdot}0090\,g$ oder $0{\cdot}90\%$. — $Mn_3O_4 = 0{\cdot}0030\,g$. $MnO = 0{\cdot}93 \times 0{\cdot}03 = 0{\cdot}00279\,g$ oder $0{\cdot}28\%$. — $CaO = 0{\cdot}2348\,g$ oder $23{\cdot}48\%$. — $Mg_2P_2O_7$ von $MgO = 0{\cdot}4090\,g$; $MgO = 0{\cdot}362 \times 0{\cdot}409 = 0{\cdot}148058\,g$ oder $14{\cdot}80\%$. — $Mg_2P_2O_7$ von $P_2O_5 = 0{\cdot}00$. — Für die FeO-Bestimmung verbraucht $3{\cdot}55\,cm^3$ $KMnO_4$. $0{\cdot}0104166 \times 3{\cdot}55 = 0{\cdot}0369789\,g$ Fe_2 entsprechend $0{\cdot}052827\,g$ Fe_2O_3. — $Al_2O_3 = 0{\cdot}1210 - 0{\cdot}0613 = 0{\cdot}0597\,g$ entspr. $5{\cdot}97\%$. — FeO = $0{\cdot}04707\,g$ entspr. $4{\cdot}71\%$. — KCl+NaCl = $0{\cdot}0465\,g$. Platin = $0{\cdot}0140\,g$. $0{\cdot}7566 \times 0{\cdot}014 = 0{\cdot}01059$ KCl. $0{\cdot}4768 \times 0{\cdot}014 = 0{\cdot}00667$ K_2O entspr. $0{\cdot}33\%$. NaCl = $0{\cdot}0359\,g$. $0{\cdot}0359 \times 0{\cdot}531 = 0{\cdot}019063\,g$ Na_2O entspr. $0{\cdot}95\%$.

Leuzitführender Feldspatbasalt (Bfl). Schon auf pag. 53 wurde angeführt, daß die Grundmasse des Basaltes südöstlich Lochtschitz Leuzit in geringer Menge führe. In erheblicherer Menge, bis 5% aller Gemengteile, tritt Leuzit in der Grundmasse einer Gruppe von Basalten auf, welche ausschließlich im Südosten des Kartengebietes auftreten und die daselbst vorhandenen oligozänen Sedimente durchsetzen. Diese Basalte bilden hier 27 Gesteinskörper von verschiedener Ausdehnung und wechselnder Ausbildung. Am verbreitetsten trifft man sie in der Flur Paschkopole, durch welche die Reichsstraße südöstlich von Boreslau nach Lobositz führt. Der Verbreitungsbezirk dieser Basaltgruppe reicht vom südöstlichen Gebietsanteile des Blattes Teplitz-Boreslau nach Süden über das ganze benachbarte Gebiet des Blattes Milleschau. In letzterem Kartengebiete treten 36 aus diesem Gestein bestehende Körper auf. Sie wurden auf dem Kartenblatte Milleschau als Leuzitbasanite eingetragen und auch in dem Erläuterungstexte unter dieser Bezeichnung aufgeführt. Dies geschah auf Grund der bis dahin allein bekannten mineralischen Zusammensetzung unserer Gesteine. Die im heurigen Jahre von möglichst frischem

Material ausgeführte chemische Analyse ergab indes trotz des Auftretens von Leuzit und Plagioklas in der Gesteinsgrundmasse die Zugehörigkeit unseres Gesteins zu den Feldspatbasalten. Sein chemischer Bestand (siehe pag. 55) nimmt keinesfalls eine Zwischenstellung ein zwischen den Basalten und Tephriten, im Gegenteil, durch einen höheren Gehalt an Ca und Mg und einen niedrigeren an Alkalien entfernt er sich von den Tephriten noch mehr als die Feldspatbasalte unseres Gebietes. Deshalb können diese Gesteine nicht mehr als Leuzitbasanite angesehen werden, man muß sie vielmehr als besondere Gruppe den Feldspatbasalten anreihen.

Von den gewöhnlichen Feldspatbasalten unterscheidet sich die leuzitführende Gruppe durch die großen, in dichter Grundmasse eingebetteten Ausscheidlinge von Olivin und Augit, zu denen nicht selten auch Magnesiaglimmer und Hornblende treten, sowie durch einen wesentlichen Gehalt an Leuzit in der Grundmasse.

Bei einigen dieser Basalte, namentlich entlang der Reichsstraße in der Paschkopole, ist die braun bis braungrau gefärbte Grundmasse schlackig porös entwickelt, infolgedessen zerfallen sie bald in einen körnigen Grus, aus dem sich die großen Ausscheidlinge von Augit und Biotit leicht herauslösen. Die schönen Augitkrystalle von der Stelle südlich des ersten „o“ im Worte „Paschkopole“ der Karte, südlich der Reichsstraße, zieren alle Sammlungen. Sie sind in der Regel mit der Fundortsangabe „Boreslau“ als der dem Fundorte zunächst gelegenen Ansiedlung versehen. Augite von diesem Fundort, aus dem häufig für Basalttuff angesehenen Schlackenbasalt, lagen den optischen Untersuchungen v. Haidingers und v. Tschermaks (Tschermaks Mineral. Mitteil., 1871, pag. 29) zugrunde. Im gleichen, schlackig entwickelten Basalte, welcher etwa südlich vom zweiten „o“ des Wortes „Paschkopole“ der Karte, nördlich der Reichsstraße ansteht, sind Olivin und Biotit in talkartige Substanzen umgewandelt worden.

Die Grundmasse unserer Basalte besteht aus folgenden Mineralien, deren relative Mengen großen Schwankungen unterliegen: Magnetit und braun oder violett gefärbter Augit in größter Menge. Magnesiaglimmer, bisweilen randlich korrodiert, Olivin, mitunter ganz zurücktretend, Leuzit, basischer Labrador in Leisten oder poikilitischen Feldern, Reste schwammig korrodierter Hornblende und Glasbasis. Im Basalte des unbenannten, mit Sign. 506 *m* bezeichneten Gipfels

westlich der Skala (nordwestlich von Tschentschitz) ist an Stelle der Hornblendesubstanz in den schwammig korrodierten Hornblendekrystallen ein Plagioklas von der Zusammensetzung Ab_1An_1 getreten.

Die chemische Zusammensetzung eines leuzitführenden Basalts von 400 *m* südlich des Wachtberges bei Boreslau, südlich von Sign. 415 *m* am rechten Bachufer ist auf pag. 55 unter III, die Analyse der Augite aus der Paschkopole auf der gleichen Seite unter IV gegeben.

Die Möglichkeit der Bildung von Leuzit war in einem an K_2O ganz armen, an Ca und Mg reichen Gesteinsmagma nicht ohneweiteres gegeben, sondern trat erst ein nach einer teilweisen Entmischung des Magmas. Diese wurde herbeigeführt durch die bereits intratellurische Ausscheidung von Olivin und Augit bzw. Hornblende, wodurch dem Magma große Mengen von Mg, Fe und Ca entzogen wurden. Der verbleibende Magmarest war dann an Alkalien so angereichert, daß die Bildung von Leuzit neben Plagioklas während der Phase der Grundmassenerstarrung möglich wurde.

Nephelinbasalt (Bn). In vielen Feldspatbasalten des Kartengebietes tritt in untergeordneter Menge Nephelin und in zahlreichen Nephelinbasalten Plagioklas auf, so daß zwischen den Feldspatbasalten und den Nephelinbasalten in unserem Gebiete wie in den übrigen Teilen des böhmischen Mittelgebirges keine scharfe Grenze gezogen werden kann. Als Nephelinbasalte sind 43 Gesteinskörper ausgeschieden. Sie verteilen sich über das ganze Gebiet und gehören teils der älteren (oligozänen), teils der jüngeren (miozänen) Eruptionsperiode an. Einige der jüngeren Nephelinbasalte überlagern die miozänen Sedimente. Ein bestimmtes Altersverhältnis zwischen Feldspat- und Nephelinbasalt läßt sich nicht feststellen; am Plateau des Geiersberges südlich Liessnitz ruht der Feldspatbasalt als obere Decke auf dem unteren und deshalb relativ älteren Nephelinbasalte, während am Fürstenwalde westlich Sensomitz das Verhältnis gerade umgekehrt ist, da hier eine obere Decke von Nephelinbasalt sich über einer unteren von Feldspatbasalt ausbreitet. Das Gleiche ist der Fall am Koppeberge südlich Sensomitz, auch hier lagert Nephelinbasalt über Feldspatbasalt.

Die Nephelinbasalte des Gebietes sind als schwarze dichte Gesteine entwickelt, die in der Regel größere Körner von Olivin, selten Krystalle von Augit oder von schwammig korrodierter Horn-

blende ausgeschieden enthalten. Der Nephelin bildet Krystalle, Krystallkörner oder größere, durch Augitkrystalle und Magnetitkörner gespickte Felder. Letzteres ist der Fall im Basalte der Winskahora, des Kegels nordöstlich von Tschentschitz, östlich Haberzie bei 230 *m* und des kleinen Kegels westlich Hlinay. Regelmäßig angeordnete Einschlüsse wie beim Leuzit finden sich im Nephelin der Basalte des Pilkauer Berges (östlicher Teil) und des Basaltkörpers über dem Mundloch des Franz Josef-Stollens. Braunes Gesteinsglas enthält der Nephelinbasalt der kleinen Kuppe bei 498 *m* nördlich Pilkau. — Ausgesprochene Koagulationsstruktur weisen die Basalte westlich vom Franz Josef-Stollen, am Ostabhange des Geiersberges südlich der Haltestelle Ließnitz bei 190 *m* und im Lenz südlich Schönfeld auf, während die übrigen die normale Struktur der Nephelinbasalte besitzen.

Der Körper von Nephelinbasalt südwestlich des Dorfes Weschen besteht in seinem unteren Teile aus braun bis bräunlichgelb gefärbtem, stark verwittertem, an Glas reichem Basalte. An seiner Basis umschließt er halb verkohlte Holzstücke, wahrscheinlich von (?) Quercus sp. stammend. Erst in seinen oberen Teilen zeigt er eine etwas mehr kompakte Ausbildungsweise. Durch die Arbeiten zum Zwecke einer Quellfassung waren während der Aufnahmen auch die Verbandsverhältnisse dieses Basaltkörpers mit dem miozänen Braunkohlensystem aufgeschlossen. Diese Verhältnisse sind in Fig. 7 auf pag. 40 dargestellt.

Dieser Basaltkörper wird in reichem Maße durchsetzt von feinen, weißen, faserigen Aragonitschnüren. Förmliche Gänge von faserigem Aragonit finden sich in den angewitterten Nephelinbasalten des Weinberges südöstlich von Malhostitz und des Hügels (Bukowitzer Bergels) westlich von Hlinay, besonders reichlich und grobstengelig aber in den Basalten und Tuffen östlich von Haberzie. Das Auftreten von Aragonit in dieser Form bleibt nicht auf die Nephelinbasalte beschränkt, auch Feldspatbasalte und Leuzitbasalte enthalten die gleichen Gänge und Nester von feinfaserigem bis grobstengeligem Aragonit. Weitere Angaben über den Aragonit des Gebietes und seine Umwandlung in Calcit und Dolomit sind im Kapitel Minerale am Schlusse dieser Erläuterungen enthalten.

Zum Leuzitbasalt (Bl) gehören bloß drei Basaltkörper des Gebietes: Kegel südöstlich Pilkau bei 545 *m*, Basaltkörper südlich der Reichsstraße und südlich des Wachtberges bei Boreslau, in welchem

bei 380 *m* der ärarische Schotterbruch angelegt ist, und der 5 *m* mächtige, im Basalttuff von West nach Ost aufsetzende Gang nordwestlich Hertine. Das Gestein des zuletzt genannten Ganges enthält neben Leuzit auch etwas Plagioklas.

Als Magmabasalt (Bm) wurden 25 Gesteinskörper bezeichnet. Sie sind teils als schwarze, dichte Basalte ausgebildet, teils aber als braungelbe, braunrote oder bräunlichgraue, schlackig-poröse, mehr weniger weiche Gesteine. Porphyrische Ausscheidlinge von Augit, Biotit und Olivin treten mitunter auf. Die Blasenräume erfüllen sich mit Zeolithen, unter denen Phillipsit am häufigsten zu finden ist. Die schlackig-porösen Gesteine verwittern rasch und können dann ein tuffähnliches Aussehen erhalten, so daß Gesteine dieser Art oft als Basalttuffe angesehen worden sind.

Die Magmabasalte verwittern bisweilen derart, daß sie in einzelne linsenförmige Stücke zerfallen, zwischen denen Schnüre von Aragonit verlaufen. Schließlich färben sich die Linsen hellbraungelb, werden dabei mürbe und zerfallen in einen körnigen Grus.

Trachydolerit (Ts und Th).

Nur eine geringe Zahl (13) von Eruptivkörpern gehört dem Trachydolerit an. Sie haben keine große Ausdehnung. Der Weschener Berg ist der umfangreichste Körper, welcher aus diesem Gestein besteht. Die geringe horizontale Ausdehnung, welche die Gesteinskörper der Trachydolerite zwischen Schichlitz und Lochtschitz, dann westlich Schichlitz, nördlich Bukowitz, nordöstlich Schallan u. a. O. heute an der Oberfläche zeigen, ist zum Teil auf die Bedeckung durch die jüngeren miozänen Sedimente, die größere Teile dieser Eruptivkörper einhüllen und verdecken, zurückzuführen.

Die Trachydolerite des Gebietes schließen sich den tephritischen Phonolithen an, sie unterscheiden sich von ihnen durch das Vorherrschen von Kalknatronfeldspäten unter den feldspatartigen Gemengteilen und durch reichlicheres Auftreten von Magnetit und Pyroxen. Die Art der mineralischen Bestandteile bedingt dunkelgraue bis fast schwarze Färbung dieser Gesteine. Nur einige gangförmig im Südostwinkel des Kartenblattes auftretende Gesteinskörper besitzen hellere Färbung. Die Gesteinsgemengteile besitzen in der Regel nur kleine Dimensionen, so daß die Gesteine selbst dicht erscheinen.

Am Aufbau der Trachydolerite beteiligen sich Kalknatronfeldspäte, Alkalifeldspat, ersterer in überwiegender Menge, graugrüner Ägirinaugit und Augit in Form von Säulchen, deren Größe mitunter bis zu den feinsten Nädelchen herabsinkt, relativ viel Magnetit, dann Minerale der Sodalithgruppe (in vielen Fällen Hauyn), endlich in den Gesteinen des Weschener Berges, westlich von Schichlitz und nördlich Bukowitz auch Leuzit. Braune Hornblende, schwammig korrodiert wie in den basaltischen Magmen, tritt in den Gesteinen des Schimaer Berges, des Weschener Berges und westlich Schichlitz auf. Titanit findet sich in den meisten Trachydoleriten des Gebietes.

Wie bei den Phonolithen tritt auch bei Trachydoleriten eine verwitterte Randfazies („Wilde Gans") von hellweißlichgrauer Färbung auf. Besonders ausgebildet ist dieselbe am Westabhange des Weschener Berges und im östlichen Teile des Dorfes Bukowitz. An beiden Orten findet man ein fast weiß gefärbtes, dichtes, mürbes, fast erdiges, an der Zunge klebendes Gestein, dessen mineralische Bestandteile größtenteils in tonige Substanzen umgewandelt sind. Sodalith, Augit, Magnetit und die Mehrzahl der Feldspäte sind zerstört, höchstens haben sich einzelne Sanidinleisten erhalten. Trotz der weit vorgeschrittenen Zersetzung ist die ursprüngliche trachytische Gesteinsstruktur noch erkennbar.

Leuzittephrit (Tl).

Nur zwei Gesteinskörper, die als Schlotausfüllungen anzusehen sind, gehören diesem Gesteine an: ein kleiner Kegel bei 460 *m* nördlich Tschentschitz und der Gipfel des Katharinaberges südlich Hertine. Das Gestein des Katharinaberges ist plattig abgesondert. Beide Vorkommen zeigen eine porphyrische Ausbildung, in schwarzer, dichter Grundmasse sind Ausscheidlinge von Augit und Magnetit eingebettet.

Aus Trachyt besteht ein loser Block, welcher aus der Eruptivbreccie am Fahrwege nordöstlich von Sign. 558 *m*, südöstlich des Dorfes Pilkau ausgewittert ist.

Mondhaldeit [M].

Südöstlich von Welboth tritt an zwei Stellen bei 180 *m* in einem zu roten Letten verwitterten schlackigen Feldspatbasalte ein Gestein mit kamptonitischen Merkmalen und der Struktur des Mondhaldeits auf.

Das Gestein zeigt in dunkelgrauer bis schwarzer, dichter, holokrystalliner Grundmasse größere Ausscheidlinge von Ägirinaugit,

Hornblende und Olivin. Die Grundmasse besteht aus breiten, braunen Hornblendeprismen, grünlichgrauem Ägirinaugit, Magnetit und Platten und Leisten von Kalknatronfeldspat sowie von Alkalifeldspat. Letztere umschließen als letzte Mineralbildung poikilitisch die kleinsten Augitsäulchen und Magnetitkörnchen. Eine Glasbasis fehlt wie den Mondhaldeiten bei Pömmerle (Blatt Großpriesen der Mittelgebirgskarte) auch unserem Gestein. Der östlicher gelegene Teil dieses Gesteinskörpers ist frischer erhalten als der westliche.

Einschlüsse in Eruptivgesteinen.

Einschlüsse von einzelnen, während der Eruptionen losgerissenen Brocken des Grundgebirges und der überlagernden Sedimentgesteine finden sich allenthalben in den Eruptivgesteinskörpern vor. Eine eingehende Bearbeitung aller Einschlüsse des böhmischen Mittelgebirges namentlich mit Berücksichtigung ihres mineralischen Aufbaues und der durch die magmatischen Einflüsse hervorgerufenen Metamorphose ist seitens des Herrn Dr. F. Cornu im Zuge. Deshalb sollen sich die nachfolgenden Bemerkungen vorzugsweise auf allgemeine Angaben über das Vorkommen von Einschlüssen beschränken.

Die größte Verbreitung unter den Einschlüssen kommt Gneisbrocken zu. Einschlüsse von Gneis treten auf im Trachydolerit des Weschener Berges, im Phonolith des Jedowin, im Basalttuff westlich von Sensomitz und im Phonolith südwestlich Pilkau. Im Trachydolerit des Weschener Berges erfuhren die Gneiseinschlüsse starke Veränderung. Die Quarzkörner sind fast durchwegs in kleine Stücke zersprengt und die Glimmer (Biotit) gänzlich geschmolzen, an ihre Stelle tritt ein trübes, wolkenartiges Haufwerk kleiner schwarzer Körnchen. Die geringste Veränderung weist der Orthoklas in den Einschlüssen auf. Auch verdient hervorgehoben zu werden, daß die bei den quarzfeldspatführenden Einschlüssen in Basalten obligaten Augitkränze im Trachydolerit nicht allgemein den Umfang des Gneiseinschlusses umgeben. Der Kranz von Augitkrystallen fehlt häufig dort, wo ein Orthoklaskorn des Einschlusses oder eine dunkle, aus Glimmer hervorgegangene Körnchenwolke mit dem Trachydolerit in Berührung kommt. Nur an den Stellen, wo Quarzkörner den umschließenden Trachydolerit berühren, stellt sich der Augitkranz ein. Auch kommt es vor, daß der Augitkranz, dem Rande des Quarzkornes folgend, von der Grenze zwischen Trachydolerit und Einschluß

abbiegt und sich ins Innere des Einschlusses wendet. Hier mischen sich unter die nadelförmigen Augite häufig Leisten von neugebildetem sauren Plagioklas, auch treten die bekannten ineinander geschachtelten Feldspatskelette auf. Zwischen dem Augitkranz und dem Trachydolerit ist regelmäßig ein schmaler heller Streifen, aus Orthoklaskörnern bestehend, vorhanden. Dieser bildet die äußerste Grenze des Einschlusses. An seiner Bildung mögen umgeschmolzene Bestandteile des Gneises und Teile des Trachydoleritmagmas sich beteiligt haben. Glaseinschlüsse finden sich in den Körnern von Orthoklas und Quarz nicht selten vor. — Der Trachydolerit zeigt in Berührung mit dem Gneiseinschluß fast gar keine Veränderung, nur scheint stellenweise die Korngröße seiner Gemengteile eine kleinere geworden zu sein.

Einschlüsse von Granit finden sich im Feldspatbasalt bei 180 *m* südlich des neuen Hertiner Friedhofes, solche von syenitischen Gesteinen im vorgenannten Basaltkörper, dann im Basalte an der Straße von der Eisenbahnstation Hertine nach Welboth, noch südöstlich vom Mondhaldeitvorkommen, im Basalt an der Bielatalbahn nördlich Welboth und im Basalt des Geiersberges bei Sign. 274 *m* südlich Ließnitz.

Einschlüsse von Plänerkalk sind verbreitet in den Basalttuffen nördlich der Malhostitzer Mühle und nordöstlich des Weschener Berges, dann im Trachydolerit des Weschener Berges. Der nephelinführende Feldspatbasalt des Poratschberges führt zahlreiche Einschlüsse von tertiärem Sandstein und Letten. Diese Einschlüsse wurden bereits von A. E. Reuß (Umgebungen von Teplitz und Bilin, 1840, pag. 266) richtig als Einschlüsse von Braunkohlenletten erkannt, von E. Bořicky (Basaltgesteine, 1873, pag. 128 und 224) jedoch für Plänerkalkeinschlüsse angesehen. Sie finden sich besonders zahlreich auf der Nordwestseite des Basaltkegels, 10 *m* und 30 *m* unterhalb des Gipfels, besitzen verschiedene Größe, nußgroß bis fast 0·5 *m* Durchmesser, und perlgraue, graublaue, violette bis glänzend schwarze Färbung. Viele davon erinnern lebhaft an den durch Kohlenbrand aus dem Braunkohlenletten hervorgegangenen „Porzellanjaspis". Wegen dieser Ähnlichkeit werden unsere Einschlüsse seit der ersten Beobachtung „Basaltjaspis" genannt. Ohne den Ergebnissen der im Zuge befindlichen Arbeit des Herrn Dr. F. Cornu über diese Einschlüsse vorgreifen zu wollen, soll hier nur kurz angegeben werden, daß die Einschlüsse je nach ihrer Herkunft von Sandstein oder von Letten

verschieden ausgebildet sind. Die ersten zeigen am Querbruche in der Regel keinen Glanz und bestehen aus vielen Quarzkörnern und einzelnen in Glas eingebetteten Trydimitkrystallen; Cordieritkrystalle treten zurück. In den zweiten, aus Letten hervorgegangenen, dunkelblau, violett bis schwarz gefärbten und am Bruche glänzenden Basaltjaspisen herrscht Cordierit vor, welcher in trübes Glas eingebettet ist oder ein dicht gedrängtes Aggregat bildet. Opal und Tridymit finden sich in kleinen mikroskopischen Hohlräumen vor.

Das Vorkommen von Tridymit in diesen Einschlüssen wurde zuerst durch F. Cornu festgestellt.

Von J. Lemberg[1]) liegen Analysen der Einschlüsse aus dem Basalte des Poratschberges vor, welche im nachfolgenden wiedergegeben werden sollen. I. Schwarzer, sehr feinkörniger, im Bruche glänzender Einschluß; hinterläßt nach der Behandlung mit HF und H_2SO_4 0·5% etwas schwer verbrennlicher Kohle. Die Kohle ist möglicherweise nicht von vornherein beigemengt gewesen, sondern entstammt vielleicht organischen Substanzen, die bei der Glühhitze des Basalts Kohle abschieden. Oberflächlich ist der Knollen von Buchit zu hellgrauem Ton Ia verwittert. — II. Wie Nr. I, nur frei von Kohle; erleidet oberflächlich die tonige Zersetzung zu IIa.—IIb. Durch H_2SO_4 zerlegbarer Anteil von II; IIc ist die Zusammensetzung des durch H_2SO_4 zerlegbaren Anteils von IIa. — III. Einschlußknollen in der ganzen Masse zu lilafarbigem Ton zersetzt. In IV wird die von A. Willert ausgeführte Analyse eines frischen, ungebrannten Lettens aus dem Hangenden der Kohlenflöze von Schallan (siehe pag. 30) wiederholt zum Vergleiche angeführt. Die Analysen von frischem Letten (IV) und von verändertem Letten (I—III), wie er als Einschluß im Basalt vorliegt, stimmen gut überein. Es sind demnach aus dem umgebenden Basaltmagma in die kleine Masse des Einschlusses keine neuen Stoffe zugewandert, der eingeschlossene Letten erfuhr bloß die durch die Erhitzung bedingten Umänderungen bzw. Umschmelzungen und Umlagerungen seiner Atome.

---

[1]) Zeitschrift der deutschen Geol. Ges., 35. Band, Berlin 1883, pag. 565 und 566. J. Lemberg bezeichnet die Einschlüsse von metamorphem Letten als „Buchit". Diese Bezeichnung ist indeß nur für metamorphe Sandsteine zu verwenden.

	Schwarzer, im Bruch glänzender „Basaltjaspis“ I	Wie I, nur frei von Kohle II	„Basaltjaspis“, zu lilafarbigem Ton zersetzt III	Frischer Braunkohlenletten aus dem Hangenden der Kohlenflöze bei Schallan IV	Verwitterungston von I Ia	Verwitterungston von II IIa	Durch SH_2O_4 zerlegbarer Anteil von II IIb	Durch SH_2O_4 zerlegbarer Anteil von IIa IIc
SiO_2	69·36	72·40	63·27	64·05	61·10	68·82	—	34·92
Al_2O_3	17·36	15·91	20·06	17·08	18·65	17·76	5·86	14·06
Fe_2O_3	5·04	4·96	3·51	3·98	3·56	2·82	2·47	3·23
CaO	0·59	0·42	0·70	0·81	0·57	0·77	0·29	0·78
MgO	1·16	1·06	1·18	0·95	0·76	1·09	0·42	0·84
K_2O	1·98	2·36	0·28	1·78	0·30	0·41	0·66	0·15
Na_2O	0·75	0·53	0·15			0·16	0·46	0·16
H_2O	3·12	2·66	9·31	—	13·29	8·69	2·66	8·69
C	0·50	—	—	—	0·50	—	—	—
Rückstand, in H_2SO_4 unlöslich	—	—	—	—	—	—	—	36·50
In H_2SO_4 unlöslich. Rückstand + lösliche SiO_2	—	—	—	—	—	—	86·86	—
Glühverlust (H_2O und organische Stoffe)	—	—	—	7·20	—	—	—	—
Hygroskop. Wasser	—	—	—	4·15	—	—	—	—
Summe	99·86	100·30	98·46	100·00	98·73	100·52	99·68	99·33

Kontaktmetamorphe Einwirkungen der Eruptivgesteine.

Von kontaktmetamorphen Einwirkungen der Eruptivgesteine auf die durchbrochenen Sedimente ist aus dem Kartengebiete außer den genannten Einschlüssen nicht viel zu berichten. Der Phonolith des Kirchberges südwestlich Boreslau hat an seinem Nordostrande bei 410 *m* den oberturonen Kalkmergel in ein dichtes, hartes, hornfelsartiges Gestein von gelblichbrauner Farbe umgewandelt. Zur Neubildung von Kalksilikaten ist es indes nicht gekommen. Der Kontakt selbst ist nur sehr unvollkommen aufgeschlossen. Über dem Cuvierimergel nördlich des Sandberges bei Teplitz-Schönau liegen bei 260 *m* Blöcke von schwarzem, ganz basaltähnlichem „Buchit" umher, deren Ursprung nicht aufgeklärt ist. Kleine Quarzkörner treten schon fürs bloße Auge aus der sonst dichten Gesteinsmasse hervor. Auch das mikroskopische Bild zeigt eckige Quarzkörner und trübe, unregelmäßig begrenzte Krystalle von Cordierit (?) in einer isotropen glasigen Grundmasse.

Im Franz Josef-Stollen sind Braunkohlen im Kontakte mit den jüngeren Basaltgängen verkokst worden. Die Verkoksung erstreckt sich vom Basaltgange aus nur auf etwa 0·25 *m* weit, dann beginnt wieder normale Kohle. Die verkokste Kohle ist stenglig oder polyedrisch abgesondert. Zwischen den Klüften der Kohle in der Umgebung der Basaltgänge findet sich häufig Eisenvitriol in Form dicht gedrängter, nadelförmiger grüner Krystalle.

5. Die Thermen von Teplitz-Schönau und ihre Absätze.

Bereits auf pag. 11 ist auf die zahlreichen klaffenden Spalten und Klüfte hingewiesen worden, welche den Gangstock des Teplitzer Quarzporphyrs durchsetzen. Die Spalten und Klüfte treten in größter Zahl nahe der Oberfläche auf, gegen die Tiefe zu verringert sich ihre Zahl. Die Spalten sind zu verschiedenen Zeiten entstanden. Einige waren bereits zur oberen Kreidezeit offen; zenomane Gebilde reichen von oben herab bis zu geringer Tiefe in diese Spalten hinein, die Spalten selbst setzen sich durch die überlagernden Kreideablagerungen nicht fort. Andere sind erst nach der Kreideablagerung zustande gekommen, die überlagernden Kreidesedimente werden von ihnen durchsetzt. Von größter Bedeutung sind die zwei, parallel zu einander von WSW. nach ONO. verlaufenden Spaltenschwärme, welche bei

Teplitz-Schönau die beiden Hügel, die Stephanshöhe (Schönauer Berg) und die Königshöhe nördlich abschneiden. Die gleiche Richtung hält der sogenannte „Teplitzer Verwurf" bei Hundorf und Loosch westlich von Teplitz-Schönau (außerhalb des Kartengebietes) ein. Da der „Teplitzer Verwurf" auch die Kreideablagerungen durchsetzt, so kommt ihm und wahrscheinlich auch den ihm parallelen vorgenannten Spaltenschwärmen im Quarzporphyr ein tertiäres Alter zu.

Das Spaltensystem im Quarzporphyrkörper wird durch die den Quarzporphyr im Süden und Osten überlagernden Mergel der Cuvieristufe dicht abgeschlossen. Ein gleich dichter Abschluß findet im Norden und Westen des Quarzporphyrs statt seitens der miozänen Braunkohlengebilde, welche über turonen Mergeln lagernd mit diesen den Quarzporphyr bedecken oder — wie es westlich des Porphyrs zwischen Dux und Ossegg (außerhalb des Kartengebietes) der Fall ist — durch Verwerfungen in eine solche Lagerung zum Quarzporphyr gekommen sind, daß sie ihn teilweise auch seitlich begrenzen.

In den Spalten und Klüften des Quarzporphyrkörpers bei Teplitz-Schönau zirkulieren Wässer von verschiedener Art und Herkunft. Die Gesamtmenge der Wässer ist eine sehr bedeutende. Der größere Teil dieser Wässer besitzt die normale Temperatur der Grundwässer, er mag seinen Ursprung zum Teil in den Niederschlagswässern nehmen, welche über dem Quarzporphyrstock bei Teplitz-Schönau niedergehen und in den Spalten versinken, zum anderen Teile aber dringt er seitlich, wahrscheinlich von Norden her, in das Spaltensystem des Teplitzer Porphyrkörpers ein. Und ein letzter Teil endlich steigt auf den beiden parallelen Spaltenschwärmen nördlich der Königshöhe und zwischen Mont de Ligne und der Stephanshöhe empor, besitzt Temperaturen von 28—49° C und bildet die Thermalwässer von Teplitz-Schönau. Die Menge der zutretenden Thermalwässer beträgt in 1 Minute etwa 1·3 m^3, während von den wilden Wässern die fünffache Menge, 6·5 m^3, in 1 Minute zufließt. Bis zum Morgen des 13. Februar 1879 entflossen die Thermen in Teplitz frei dem einen und in Schönau dem anderen Spaltenzuge, weil sie durch den bisher unverritzten oben genannten dichten Abschluß der Spalten in Spannung gehalten wurden.

In Teplitz entsprangen direkt aus Spalten des Quarzporphyrs folgende Quellen:

1. Die Urquelle, Haupt- oder Männerquelle mit einer Temperatur von 49·0° C, die mächtigste und wärmste aller Quellen von Teplitz-Schönau. Ihr natürlicher Abfluß lag bis zum Jahre 1879 in 203·15 *m* Seehöhe.

2. Die städtische Frauenquelle, Temperatur 48·0° C.

3. Die beiden Quellen des Fürstenbades, Temperatur 47·0° C.

4. Die beiden Gartenquellen, Temperatur 28·0° C.

Die Schönauer Quellen steigen wohl auch auf Spalten des Quarzporphyrs auf, durchbrechen jedoch vor ihrem Austritte noch die den Quarzporphyr überlagernden zenomanen Konglomeratschichten und oberturonen, verkieselten Mergel. Der Schönauer Quellgruppe gehören nachfolgende Quellen an:

1. die beiden Steinbadquellen, die stärksten der Schönauer Quellen, deren Spiegel bis 1879 in 187·5 *m* Seehöhe lag, mit Temperaturen von 39·0° C.

2. die Militärbadquelle, Temperatur 33·56° C,

3. die Stephansquelle, Temperatur 38·0° C,

4. die Schlangenbadquelle, Temperatur 42·0° C und

5. die beiden Neubadquellen, Temperatur 44·0° C.

Nach den im Jahre 1863 vorgenommenen Messungen Wraný's lieferten die Teplitzer Quellen in einer Minute 0·909 m^3, die Schönauer Quellen nur 0·388 m^3, alle Thermen zusammengenommen 1·297 m^3 Thermalwasser in einer Minute.[1])

Die Teplitzer Thermalquellen stehen untereinander in engen Beziehungen, das Gleiche gilt bezüglich der Quellen in Schönau. Auch zwischen den beiden Quellgruppen, denen in Teplitz und denen in Schönau, bestehen Verbindungen. Doch sind die Verbindungen der Quellen jeder Gruppe unter sich innigere als die der Quellen verschiedener Gruppen. Das macht sich bemerkbar, sobald der Abfluß einer Quelle der einen Gruppe künstlich gespannt oder künstlich beschleunigt wird. Jede Spannung einer Quelle wirkt zunächst auf die Quellen derselben Gruppe. Viel später und langsamer zeigt sich erst eine Beeinflussung der Quellen der anderen Gruppe.

---

[1]) A. Wraný, Die Teplitz-Schönauer Thermen in physikalischer und chemischer Beziehung. Löschners Beiträge zur Balneologie, II. Bd., Prag 1864, pag. 73 u. f. — Auch enthalten in A. E. Reuss, Geologie des böhmischen Mittelgebirges usw. Neue Titel-Auflage, Teplitz 1900, Verlag von A. Becker.

Von besonderer Bedeutung für das tiefere Verständnis der Wasserzirkulation in den Spalten des Quarzporphyrs und für die Herkunft des Thermalwassers erscheint die schon von F. Zechner (Österr. Zeitschrift f. Berg- u. Hüttenwesen, 1881) und W. Poech (ebenda, 1888) behauptete, aber von H. Höfer (1893) und F. E. Sueß (Studien über unterird. Wasserbewegung, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1898) bekämpfte Ansicht, daß die Kommunikation der Wässer im westlichen Teile des Teplitzer Quarzporphyrkörpers mit den Wässern von Teplitz-Schönau mit zunehmender Tiefe erschwert werde. H. Löcker tritt in einem am Allgemeinen Bergmannstage in Teplitz 1899 gehaltenen Vortrage neuerdings auf Grund zahlreicher Beobachtungen der Zechner-Poechschen Ansicht bei und legt in ausführlicher Weise dar, wie die Kommunikation zwischen dem Spaltensystem von Dux-Loosch im Westen und dem von Teplitz-Schönau im Osten des Porphyrkörpers mit zunehmender Tiefe erschwert wird und bei einer Tiefe von $+5\,m$ Seehöhe wahrscheinlich gänzlich aufhört.

Dadurch würde die Selbständigkeit derjenigen Spalten, auf denen die Thermalwässer aufsteigen, von allen anderen Spalten im Quarzporphyrkörper nachgewiesen sein. Mit diesem Nachweise wäre aber auch eine wesentliche Stütze gewonnen für die Auffassung, daß die Teplitz-Schönauer Thermen juvenilen Ursprungs und unabhängig sein müssen vom Zuflusse vadosen Wassers aus dem westlichen und nördlichen Teile des Teplitzer Quarzporphyrkörpers. Für den juvenilen Charakter der Teplitz-Schönauer Thermen werden übrigens später auf pag. 78 noch weitere Beweise erbracht, die in den Eigenschaften des Thermalwassers selbst liegen.

Chemische Zusammensetzung des Thermalwassers.

Bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung sind die Thermen von Teplitz-Schönau wiederholt untersucht worden, in besonders umfassender Weise von A. Wrany (1863), dann von W. Gintl (1879) und O. Liebreich (1898). Nach diesen Untersuchungen ergibt sich, daß alle Quellen ähnliche physikalische Eigenschaften und die qualitativ gleiche chemische Zusammensetzung besitzen und nur innerhalb enger Grenzen in der quantitativen Zusammensetzung schwanken. Auch ist die chemische Zusammensetzung sowohl

in qualitativer wie in quantitativer Beziehung seit achtzig Jahren unverändert geblieben, nur scheint die Menge der in der Urquelle vorhandenen Stoffe mit der Zeit um ein ganz geringes zugenommen zu haben. Die Zunahme ist jedoch so gering, daß sie sich zum Teil durch die im Laufe der Jahrzehnte verschärften Bestimmungsmethoden, zum anderen Teile durch verschiedene Fassung der Quellen zur Zeit der Probe-Entnahmen für die Untersuchungen erklären läßt.

Die Teplitzer Thermengruppe zeigt eine höhere Temperatur und einen größeren Gehalt an festen Bestandteilen als die Thermengruppe von Schönau.

In folgendem sollen nur die Analysenergebnisse bezüglich der Urquelle als Repräsentant der Teplitzer Thermengruppe und der Steinbadquelle als Vertreter der Schönauer Thermen angegeben werden.

In 1000 Teilen Wasser waren enthalten (nach A. Wrany, 1863):

	Urquelle	Steinbadquelle
Gesamtmenge der festen Bestandteile (direkt bestimmt)	0·6875	0·6210
Schwefelsäure . . .	0·0431	0·0378
Chlor	0·0395	0·0297
Fluor	Spuren	?
Kieselsäure	0·0473	0·0450
Phosphorsäure . . .	0·0012	0·0003
Phosphorsaure Tonerde	0·0010	0·0012
Eisenoxydul	0·0006	0·0017
Manganoxydul . . .	0·0002	0·0004
Calciumoxyd	0·0303	0·0313
Strontiumoxyd . . .	Spuren	Spuren
Magnesiumoxyd . . .	0·0056	0·0075
Kali	0·0083	0·0072
Natron	0·3013	0·2771
Lithion	Spuren	Spuren
Gesamte Kohlensäure .	0·5861	0·4333
Freie Kohlensäure . .	0·1873	0·0437
Schwefelwasserstoff . .	0·0000	0·0000

Die beiden Quellen des Fürstenbades und die Gartenquellen in Teplitz, ferner alle Schönauer Quellen zeigten eine mehr weniger

reiche Gasentwicklung, am reichsten beobachtete A. Wraný 1863 das Aufsteigen von Gasblasen an der Steinbadquelle. Die Gase bestanden aus CO_2, O und N in folgenden Verhältnissen, berechnet auf 1000 Teile Gas (A. Wraný, l. c.):

	Gartenquelle (Augenquelle) Mittel aus zwei Versuchen	Steinbadquelle I. Versuch	Steinbadquelle II. Versuch	Steinbadquelle III. Versuch
CO_2	81·9	75·4	52·3	59·9
O	4·9	16·2	1·2	7·6
N	913·1	908·3	946·4	932·3

In der häufig üblichen Zusammenlegungsart der Gemengteile zu bestimmten Salzen lassen sich die Analysenergebnisse in folgender Weise darstellen, berechnet auf je 10 Liter Wasser:

	Steinbadquelle (A. Wraný, 1863)	Urquelle (A. Wraný, 1863)	Urquelle (W. Gintl, 1879)	Urquelle (O. Liebreich, 1898)
Kaliumsulfat	0·133	0·153	0·17149	0·181926
Natriumsulfat	0·562	0·640	0·79165	0·777286
Chlornatrium	0·489	0·651	0·66108	0·731200
Natriumkarbonat	3·874	4·075	4·03804	4·253990
Lithiumkarbonat	Spuren	Spuren	0·00128	0·004758
Magnesiumkarbonat	0·157	0·117	0·13346	0·142750
Calciumkarbonat	0·558	0·541	0·57357	0·701220
Strontiumkarbonat	Spuren	Spuren	0·00222	0·011401
Eisenkarbonat	0·027	0·009	0·00470	0·014290
Mangankarbonat	0·007	0·003	0·00239	—
Phosphorsaure Tonerde	0·012	0·010	—	—
Phosphorsaures Natron	0·004	0·017	0·00554	?
Aluminiumoxyd	—	—	0·00187	0·002187
Kieselsäure	0·450	0·473	0·46199	0·448390
Fluor	?	Spuren	—	—
Summe der festen Bestandteile	6·210	6·875	6·84928	7·269398 (ohne Phosphorsäure)
Freie Kohlensäure	221 cm^3	947 cm^3	—	60·381 cm^3

Über die Radioaktivität der Thermen von Teplitz-Schönau berichten H. Mache und St. Meyer (Sitzungsber. der Wiener Akad. d. Wissenschaften, Abt. II. a, Bd. 114, pag. 355 u. f., Wien 1905). Im Berichte wird der Emanationsgehalt der untersuchten Wässer und Gase sowohl durch den Spannungsverlust (Volt in 15 Minuten) als auch durch die Stromintensität in elektrostatischen Einheiten (i. 10^3) wiedergegeben. Alle Angaben beziehen sich auf den Gehalt in einem Liter Wasser.

	Volt in 15 Minuten	i. 10^3 in E. S. E.	Temperatur in Celsiusgraden	Korrigierte Zeit in Stunden
Wasser:				
Steinbadquelle	151	6·56	32·5	29
Schlangenbadquelle . . .	150	6·52	39·0	32
Frauenquelle	134	5·81	48·8	33
Urquelle	114	4·96	45·9	23
Augenquelle	72·2	3·13	21·9	27
Riesenquelle bei Loosch .	201	8·73	—	71
Gas:				
Urquelle	503·6	21·9	—	52

Die Natur der Emanationen in den Teplitz-Schönauer Quellen dürfte mit der von Radiumemanation identisch sein.

Quellocker. Die meisten Quellen beschlagen die Wände der Sammel- und Kühlbecken sowie die Leitungsröhren mit einem gelblichgrau oder rotbraun gefärbten Ocker. Auch in den Spalten des Quarzporphyrs, in denen Thermalwasser zirkulierte, findet man häufig Absätze von Quellocker. Die Neubadquellen hingegen setzen gelblich- oder graulichweißen, krystallinischen Kalksinter ab. Ein brauner Quellocker aus der Urquelle hatte nach einer Analyse von Joh. Stingl (Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., II. Abt., 61. Bd., pag. 759, Wien 1870) die Zusammensetzung I, ein dunkelbraunroter aus der Steinbadquelle die Zusammensetzung II, Kalksinter von der Neubadquelle (Hügelquelle) die Zusammensetzung III und IV (Analysen

von J. Stingl, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., II. Abt., 63. Bd., pag. 327, Wien 1871, und A. W. Voß, ibidem, 61. Bd., pag. 764 und 765, Wien 1870).

		I Ockeriger Absatz von der Urquelle	II Ockeriger Absatz aus der Steinbadquelle		III	IV
In HCl löslich	Eisenoxyd	49·60	20·20	SiO_2	0·16	0·17
	Manganoxyduloxyd	—	1·52	CO_2	41·50	42·94
	Kohlensäure	0·79	0·85	Al_2O_3	0·25	0·14
	Wasser	4·36	7·12	Fe_2O_3	2·49	0·52
	Kalk	0·98	Spuren	MnO	—	Spuren
In HCl unlöslich	Kieselsäure	42·49	65·61	CaO	52·50	52·63
	Tonerde	0·04	3·18	MgO	Spuren	0·47
	Eisenoxyd		1·30	BaO	—	Spuren
	Alkalien	—	Spuren	K_2O	—	Spuren
	Schwefelsäure	1·66	—	Na_2O	1·75	2·20
	Kalk	1·01	—	Li_2O	Spuren	Spuren
				H_2O	1·29	1·24
	Spez. Gewicht	2·41	—		2·698	2·689

Absätze von Hornstein. Recht häufig findet man in dem Spaltensysteme des Teplitzer Quarzporphyrs Ausscheidungen von dichtem, festen, dunkel- bis hellgrauen Hornstein. Dieser füllt entweder die Spalte, wenn sie sehr eng ist, vollkommen aus, oder in weiteren Spalten überzieht er als mehr weniger mächtige Schicht die Wände. Dann bedeckt Hornstein manchenorts die Oberfläche der Quarzporphyrhügel, endlich aber verkittet er lose Porphyrgerölle zu einem festen Konglomerat, wie bereits auf den Seiten 12 und 13 ausgeführt worden ist. Es kann kaum einem Zweifel unterliegen, daß die Kieselsäure für die Hornsteinabscheidung durch das Thermalwasser zugeführt worden ist.

Absatz von Barytkrystallen. Allenthalben findet man in den Thermalspalten des Quarzporphyrs Krystalle von honiggelbem oder in den Quellspalten des Neubades auch von grünlichblauem Baryt. Bisweilen treten Barytkrystalle in solcher Menge auf, daß die Spalte fast gangartig mit Baryt ausgefüllt erscheint.

Die Barytkrystalle sitzen entweder direkt auf dem Quarzporphyr oder dem gleichfalls aus dem Thermalwasser zum Absatz gebrachten dunkelgrauen dichten Hornstein ungemein fest auf, oder sie liegen in einem sandigen Lehm lose eingebettet mit Bruchstücken oder Rollblöcken von Quarzporphyr und abgerollten zenomanen Tierresten.

Eine nähere Untersuchung erfuhren unsere Barytkrystalle durch F. Becke (Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., V, pag. 82, Wien 1883), G. C. Laube (Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1883, pag. 85 sowie Tscherm. Mitt., XIV, pag. 13, 1895) und I. Valentin (Zeitschrift f. Kryst. u. Min., XV, pag. 580, Leipzig 1889).

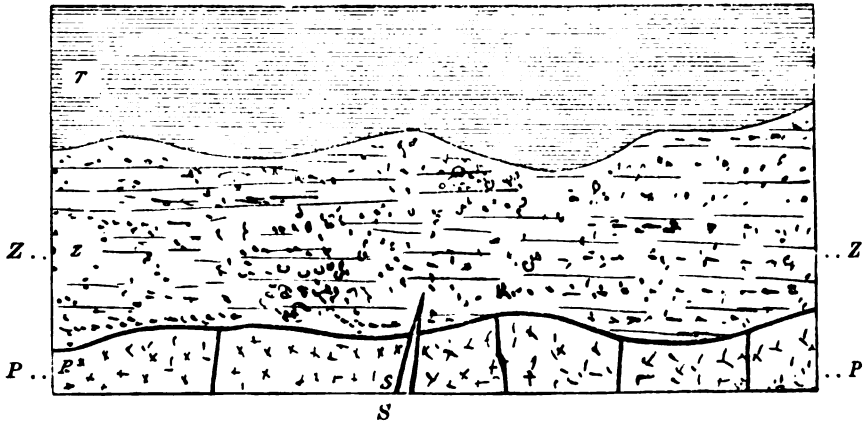
Bildung von Fluorit als thermale Erscheinung.

Am Sandberge östlich von Teplitz-Schönau ist der Quarzporphyr von Klüften aus, welche den Quarzporphyr in nordsüdlicher bis südsüdwestlicher Richtung durchsetzen, auf kurze Entfernung hin fast zur Gänze in ein Aggregat von farblosem oder dunkelviolett, bisweilen auch grün gefärbtem Fluorit umgewandelt. Auch die dem Quarzporphyrkörper unmittelbar auflagernden zenomanen Sandsteine und Quarzporphyr-Hornsteinkonglomerate der Nord- und Südseite des Sandberges haben im Bereiche der eben genannten Klüfte eine gleiche Umwandlung erfahren. Endlich wurde während der Wintermonate 1906/07 durch Kanalbauten in der Franz Josef- und Wagestraße in Teplitz-Schönau, nordwestlich vom Sandberge festgestellt, daß allda zenomane Sandsteine und Konglomerate auf eine Erstreckung von mehr als 13.000 m^2 in der gleichen Weise wie am Sandberge in blau bis violett gefärbten Fluorit umgewandelt sind. Weil fast alle Gemengteile des Quarzporphyrs und der Sandsteine bis auf einzelne Quarzkörner und auf Kaolinschüppchen, die aus den Feldspaten hervorgegangen sind, in Fluorit umgewandelt sind, kann man geradezu von einer Fluoritisierung der betreffenden Gesteine sprechen.

Wie die Fluoritisierung auf dem Sandberge entlang vorhandener Klüfte auftritt, so ist auch die Fluoritisierung in der Franz Josefstraße von Spalten im Quarzporphyr abhängig. Eine solche Spalte, die 10—20 cm weit klaffte, wurde in der Franz Josefstraße, etwa 50 m vor der Einmündung in die Schloßbergstraße, 2·5 m unter dem Straßenniveau aufgedeckt. Die Spalte folgt der Richtung NW.—SO. Die Wände der Spalte waren zum Teil von honiggelben Baryt-

krystallen bedeckt. Ein unregelmäßig gestalteter Hohlraum in der Nachbarschaft der Spalte war mit braunem Quellocker erfüllt. Die Lagerungsverhältnisse der fluoritisierten Gesteine in der Franz Josefstraße sollen durch Fig. 10 und daran anknüpfend in den folgenden Zeilen näher erläutert werden. Über dem unregelmäßig wellig begrenzten Quarzporphyr (P) lagert eine durchschnittlich 1·5 *m* mächtige Schicht (Z), aus zenomanen Konglomeraten, graugelben Sandsteinen, Hornstein und Hornsteinbreccien in buntem Wechsel bestehend, welche

Fig. 10.



Aufschluß in der Franz Josefstraße zu Teplitz-Schönau.
P Quarzporphyr, bedeckt vom zenomanen fluoritisierten Porphyr-Hornsteinkonglomerat *Z*, darüber *T* Hornsteinpläner. *S* trockene, klaffende Spalte, ausgekleidet zum Teil mit Baryt. 1 : 500.

von oberturonem verkieselten Kalkmergel (Hornsteinpläner) (T) bedeckt ist. Auch die Grenze zwischen Hornsteinpläner und zenomanem Konglomerat verläuft unregelmäßig wellig. Die Fluoritisierung hat nicht alle Teile der zenomanen Schicht gleichmäßig erfaßt, gänzlich fluoritisierte, dunkelviolett gefärbte Teile lagern schlierenartig zwischen heller gefärbten, minder stark umgewandelten. Die Spalte selbst trat aus dem Quarzporphyr aus und setzte sich noch etwa 0·50 *m* in das zenomane Konglomerat fort, um sich dann zu schließen. Der überlagernde oberturone Mergel bedeckt vollständig unverritzt und dicht geschlossen die Stelle, an welcher sich die Spalte im zenomanen Konglomerat verliert. Auf der Südseite des Sandberges ist bei 263 *m*

Seehöhe Fluorit auch innerhalb von Klüften im Quarzporphyr frei ausgeschieden. Die Kluftflächen sind zunächst überzogen mit Hornstein und Brauneisenstein und auf diesen sitzt eine etwa millimeterdicke Schicht von Fluorit, welcher gegen die Hohlräume von Würfelflächen begrenzt wird.

Die Fluoritisierung ist wohl der Einwirkung des fluorhaltigen Thermalwassers auf die betreffenden Gesteine zuzuschreiben; möglicherweise bildete sich zunächst Fluorsilizium, welches dann in Wechselwirkung mit den Lösungen von Calciumsalzen, die aus den überlagernden Kreidemergeln zugeführt wurden, das Fluorcalcium lieferte.

Die fluoritisierten Gesteine bestehen aus mittel- bis feinkörnigen, ja selbst dichten Aggregaten von Fluorit. Die Struktur des Quarzporphyrs und des Sandsteins ist bei der mikroskopischen Untersuchung erkennbar. Einzelne Quarzkörner sind erhalten geblieben. Außerdem finden sich nicht selten mikroskopisch kleine Krystalle von Baryt. Wo der Fluorit an Hohlräume grenzt, zeigt er die Flächen des Würfels.

In einer Mitteilung über diese fluoritisierten Gesteine, welche im Zusammenhange mit der Beschreibung anderer Fluoritvorkommen in Tschermaks Mitteil., XXV, pag. 483 u. f. (Wien 1906) gegeben wurde, ist auf den Seiten 487 und 488 angeführt, daß auch tertiäre Braunkohlenquarzite der Fluoritisierung unterworfen waren. Diese Angabe ist nach den Beobachtungen in der Franz Josefstraße dahin richtigzustellen, daß fluoritisierte zenomane Sandsteine infolge der äußeren Ähnlichkeit mit den tertiären Braunkohlenquarziten ursprünglich für diese angesehen worden sind. Erst die Aufschlüsse in der Franz Josefstraße zeigten das Auftreten der fluoritisierten Sandsteine (der vermeintlichen Braunkohlenquarzite) unter den unverritzten turonen Mergeln und bewiesen ihren zenomanen Ursprung.

Entlang einiger feiner Spalten, welche am Sandberge den Quarzporphyrkörper bei 265 *m* Seehöhe in Schwärmen von 0·5—2 *m* Breite durchsetzen, erscheint der Quarzporphyr von den Spalten aus auf 5—10 *cm* Entfernung gebleicht. Aller Feldspat ist kaolinisiert. Diese Umwandlung ist jedenfalls pneumatolytischen Vorgängen, insbesondere der Einwirkung von Wasserdämpfen, von CO_2 und von anderen Gasen zuzuschreiben, welche im Anschluß an tertiäre vulkanische Erup-

tionen stattfanden. Tertiäre Eruptivmassen (Phonolithe und Basalte) sind in die Spalten des Quarzporphyrs eingedrungen und verschiedene, diese Eruptionen begleitende Dämpfe mußten durch den Quarzporphyr entweichen. Als Beweise für diese Anschauung seien folgende Tatsachen angeführt. Beim Abteufen eines Bohrloches im Quarzporphyrkörper auf dem Schloßplatz in Teplitz während des Jahres 1890, von der Urquelle etwa 130 *m* in nahezu westlicher Richtung entfernt, erreichte man vom Tagkranze (211 *m* Seehöhe) nach dem Durchsinken von 6·5 *m* Lehm u. dergl., von 1·5 *m* Pläner und Hornstein den Quarzporphyr. In demselben wurden im ganzen 11 sehr steil einfallende Spalten angefahren. Bei 360 *m* wurde ein Phonolithgang, welcher vollständig in einen lichtgrauen Ton zersetzt war, erreicht. Das Bohrloch blieb 16 *m* im steil einfallenden Phonolith, erst bei 376·5 *m* Tiefe wurde wieder der Quarzporphyr angefahren, bei 386·5 *m* mußte im Quarzporphyr die Bohrung eingestellt werden. Ferner erwähnt Ambrosius Reuß (Die Bäder von Teplitz 1835), „daß die heftig sprudelnde Quelle des Männerbades (Urquelle) kleine abgeschliffene Bruchstücke nicht nur von Porphyr, sondern auch von Quarz, Basalt, Granit und Gneis mitausstößt". N. Marischler fand 1879 im Sande der Urquelle annähernd 60% Quarz und 40% Magnetit (N. Marischler, Ergebnisse der Teplitzer Tiefbohrungen usw., Teplitz, Verlag von A. Becker). Endlich treten aus dem gesamten Quarzporphyrkörper nächst Teplitz-Schönau an zwei Stellen, auf der Königshöhe und südwestlich der Eisenbahnstation Ullersdorf, Basalte zutage. Beide Punkte liegen außerhalb des Kartengebietes.

Alle diese Tatsachen, das Eindringen von tertiären Eruptivmassen in die Spalten des Quarzporphyrkörpers, die Einwirkung vulkanischer Dämpfe auf den Quarzporphyr, der Absatz von Baryt, Hornstein und Fluorit aus den Spaltenwässern sowie der Gehalt an Sulfaten, Chloriden, Fluor und Karbonaten im Thermalwasser lassen darauf schließen, daß die Thermalwässer nicht einfach als vadose Niederschlagswässer anzusehen sind, die über dem Erzgebirgsanteile des Teplitzer Quarzporphyrs niedergegangen, hierauf auf den Spalten des Porphyrs in die Tiefe gesunken, allda erwärmt worden und entlang der Quellspalten in Teplitz und Schönau wiederum emporgestiegen wären. Vielmehr muß angenommen werden, daß unsere Thermen durch juvenile Wässer gespeist werden, welche auf ähnlichen Wegen wie einst die tertiären Eruptivgesteine im Quarz-

porphyrkörper heute aus der Tiefe aufsteigen. Die chemische Zusammensetzung der Thermalwässer, ihr Gehalt an Gasen (CO_2 und N), ihre Temperatur, ihre Radioaktivität lassen den innigen Zusammenhang mit den zuletzt in Nordböhmen stattgefundenen vulkanischen Eruptionen, als deren letzte Phase sie anzusehen sind, erkennen.

Die Thermalwässer, welche auf bestimmten Klüften emporsteigen, dringen durch das Grundwasser oder neben demselben in die Höhe. Ehedem erreichten sie die Erdoberfläche infolge des hohen hydrostatischen Druckes, welcher früher, solange der Quarzporphyrkörper mit seinen Spalten rings durch wasserundurchlässige Gesteine gedichtet war, allgemein im Spaltensystem des Quarzporphyrs herrschte.

Veränderung der äußeren Verhältnisse der Thermen infolge der Wassereinbrüche in die Dux-Ossegger Kohlengruben.

Die Heilkraft der Thermen von Teplitz war schon den ersten prähistorischen Ansiedlern Nordböhmens bekannt. Das beweisen uralte Weihgeschenke, welche in den Spalten der Urquelle aufgefunden worden sind. Und seit den ältesten Zeiten bis zum heutigen Tage finden leidende Menschen die gesuchte Heilung durch das Wasser der Thermen. Vorübergehend schien den Teplitzer Thermen Gefahr zu drohen durch den Braunkohlenbergbau, welcher sich besonders westlich von Teplitz-Schönau bei Dux und Ossegg reich entwickelt hat, weil hier Braunkohle von vorzüglicher Beschaffenheit zu gewinnen ist. Der intensiv betriebene Kohlenbergbau rückte dem Quarzporphyrkörper zu nahe und aus dem Spaltensysteme des Porphyrkörpers brach das daselbst gestaute Wasser plötzlich in die Grubenräume ein. Infolgedessen senkte sich der Spiegel der Thermen von Teplitz-Schönau. Dadurch wurde wohl die äußere, seit Jahrtausenden bestandene Erscheinungsweise der Thermen geändert, aber der Charakter der Thermen blieb derselbe. Die angeblichen Gefahren für den Bestand der Thermen erwiesen sich nur als scheinbare, das Wesen der Thermen vermochten sie nicht zu ändern.

Die Bekämpfung der Wassereinbrüche in die Gruben zog ein eingehendes Studium der Wasserzirkulation in den Porphyrspalten nach sich. Dadurch wurde ein wichtiger Einblick in die Art und Weise der Wasserführung des Porphyrkörpers gewonnen und sogar Anhaltspunkte für die Bestimmung der Menge des jeweilig in dem Spaltensystem des Porphyrkörpers vorhandenen Wassers (Thermalwasser

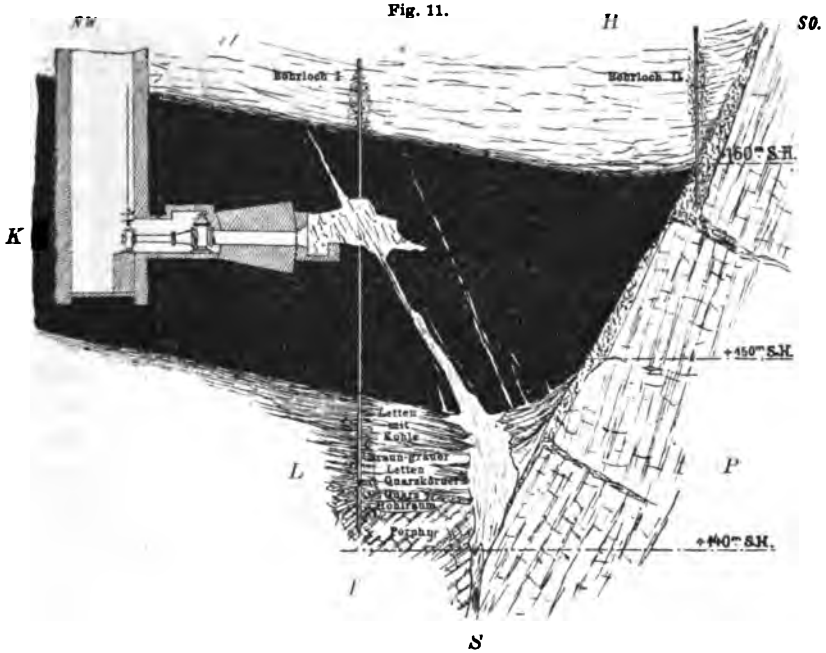
und wildes Wasser) gefunden. Deshalb soll an dieser Stelle die Geschichte der Wassereinbrüche und deren Verdämmungen kurz wiedergegeben werden. Diese Darstellung stützt sich hauptsächlich auf den inhaltsreichen Vortrag des Herrn Berginspektors Hermann Löcker über die Wassereinbrüche in die Dux-Ossegger Kohlengruben und ihre Einwirkung auf die Teplitzer Thermen etc., gehalten am Allgemeinen Bergmannstage in Teplitz 1899.

Erster Wassereinbruch in die Dux-Ossegger Kohlengruben auf der Grube Döllinger. Zu Anfang des Jahres 1879 bestanden westlich Teplitz zwischen Dux und Ossegg die Kohlengruben Döllinger, Gisela, Viktorin, Fortschritt I und Nelson I. In dem an Verwerfungen reichen Kohlenfelde der Döllinger-Grube wurde am 10. Februar 1879 in 156·5 *m* Seehöhe eben eine Strecke vorgetrieben, als zwischen 1 und 2 Uhr mittags plötzlich milchigtrübes Wasser, die Ortsbrust im Kohlenflöze niederwerfend, in so großer Menge — man schätzte 2000—4000 m^3 in der Minute — einbrach, daß der größte Teil der in diesem Horizonte beschäftigten Arbeiter, im ganzen 21 Mann, sich nicht retten konnte und ertrank. In wenigen Stunden waren auch die mit Döllinger und untereinander in offener Verbindung stehenden Gruben Fortschritt und Nelson vollständig unter Wasser gesetzt. In der letztgenannten Grube fielen auch zwei Menschenleben den unaufhaltsam andringenden Fluten zum Opfer. Bis zum 13. Februar war auch die Grube Viktorin und bis 15. Februar Gisela gänzlich ersoffen.

Am Morgen des 13. Februar, 64 Stunden nach dem Wassereinbruche in die Döllinger-Grube, blieben die von der Einbruchsstelle 7 *km* entfernten Teplitzer Quellen aus. Man war im Döllinger-Schachte beim Bergwerksbetriebe an einen Verwurf gelangt (seitdem „Döllinger-Hauptverwurf" genannt), welcher mit sehr steilem Einfallen SW.—NO. streicht und den Quarzporphyrkörper durchsetzt. Entlang des Verwurfes ist der nördliche Flügel des Quarzporphyrs samt dem überlagernden Kohlenflöz abgesunken und der südliche Flügel derart gehoben, daß das Kohlenflöz bei voller Mächtigkeit am Porphyr plötzlich abschneidet (Fig. 11). Die Zwischenlager zwischen Flöz und Quarzporphyr sind hier nur wenig mächtig und wie das Flöz selbst stark zerbrochen und zerklüftet. Infolgedessen durchbrach das in benachbarten Spalten des Quarzporphyrkörpers angestaute Wasser die an dieser Stelle geschwächte Dichtung und drang auf einer Spalte

im Flöz in die Hohlräume der Grube ein. Da die Quellspalten von Teplitz-Schönau mit dem gesamten im Quarzporphyrkörper vorhandenen Spaltensysteme von oben herab bis zu einer gewissen Tiefe in offener Verbindung stehen, so konnte nach der Entleerung des Wasservorrates im Spaltensysteme die Thermalwassersäule in Teplitz sich selbständig nicht auf ihrer ursprünglichen Höhe halten und sank mit dem übrigen Grundwasser herab.

Fig. 11.



Wassereinbruchstelle im Döllinger Schachte 1879 mit eingebauter Pegelschachtschleuse. *P* Quarzporphyr, *L* Liegendletten, *K* Kohlenflöz, *H* Hangendletten, *S* Spalte. Nach H. Löcker.

Als man in Teplitz durch Abteufen eines Schachtes nächst der früheren Ausflußstelle der Urquelle dem versunkenen Thermalwasser nachging, fand man am 3. März 1879 den Spiegel des Thermalwassers bei der Seehöhe von 191·7 *m*, d. i. 13·25 *m* unter dem Straßenniveau (205·0 *m*). Im weiteren Verlaufe (1881) wurde dann der Urquellenschacht bis auf 150·6 *m* Seehöhe niedergebracht. Der vertikale Schacht verläßt die nach N. mit 81° einfallende Quellspalte bereits bei 179 *m* und steht im festen Quarzporphyr. Aus dem

Schachte wurde bei 153 *m* die Quellspalte durch einen Querschlag angefahren und das Thermalwasser in den Schacht geleitet, aus welchem es seither für die Versorgung der Badeanstalten durch Pumpen gehoben wird.

Um die Einbruchsstelle im Döllinger Schachte zu verdämmen, wurden in der Folge die inundierten Schächte ausgepumpt. Dabei zeigte sich, daß das Thermalwasser im Urquellenschachte stets einen gegenüber der Einbruchsstelle im Döllinger Schachte um 10—11 *m* höheren Stand behielt. Nach der durch Ing. A. Siegmund glücklich durchgeführten Verdämmung (20. Mai 1882) stieg dann das Thermalwasser in Teplitz anfangs rascher, später langsamer und erreichte am 1. Mai 1885 die Höhe von 201·54 *m*. Es stand demnach nur noch 1·6 *m* unter der früheren Ausflußstelle, den historischen Löwenköpfen (203·1 *m*). Man erhoffte in Teplitz die Wiederherstellung des früheren Zustandes der Quellen.

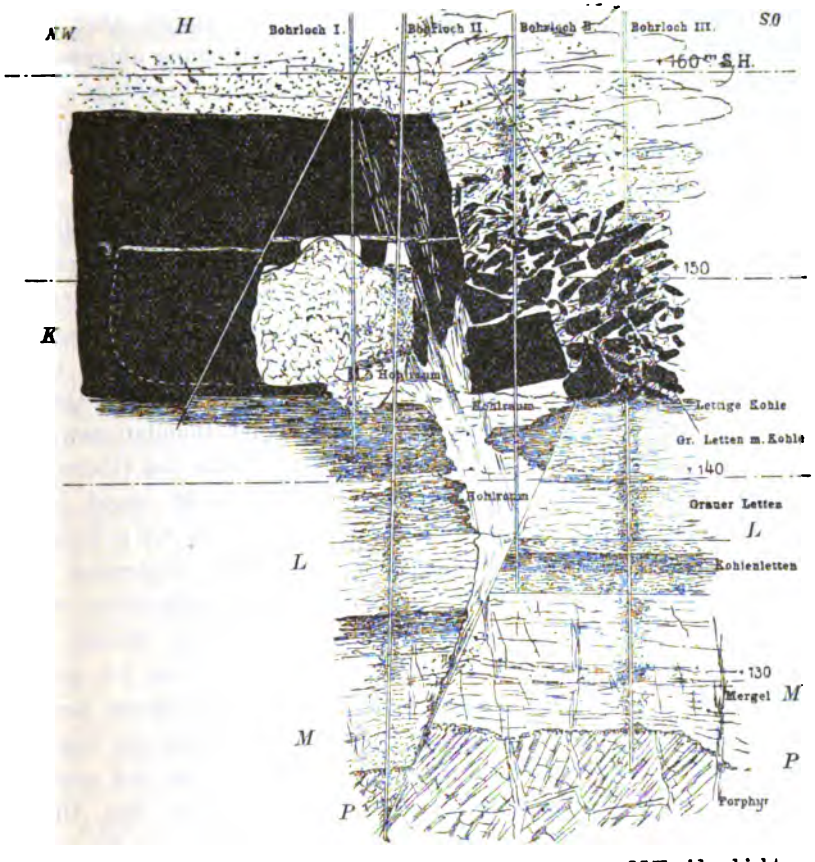
Zweiter Wassereinbruch in die Dux-Ossegger Kohlengruben auf „Viktorin". Unter dem wieder gewonnenen Gefühle der Sicherheit erblühte der Bergbau seit 1882 zwischen Dux und Ossegg kräftiger als zuvor. Da brach am 28. November 1887 morgens 9 Uhr in der Grube Viktorin die Sohle eines Aufbauplanes auf und eine große Wassermenge (man schätzte 50—60 m^3 in der Minute) ergoß sich in die Grube. Die Temperatur des Wassers betrug 21·5° C. Die Einbruchsstelle lag in 144 *m* Seehöhe, etwa 700 *m* nordwestlich der Döllinger Einbruchsstelle. Binnen wenigen Tagen waren die Ossegger Gruben neuerdings inundiert.

Am Tage nach dem Wassereinbruch begann der Spiegel des Thermalwassers im Urquellenschachte zu Teplitz zu fallen, jedoch viel langsamer als nach dem Döllinger Einbruch, entsprechend der diesmal geringeren eingebrochenen Wassermenge. Den Tiefstand erreichten die Teplitzer Thermen am 2. Februar 1888 bei 182·82 *m*. Von da ab stiegen sie wieder an mit einer Überhöhe von 2·5—2 *m* gegenüber dem steigenden Spiegel der Inundationswässer in den Ossegger Schächten und erreichten nach der glücklichen Verdämmung der Einbruchsstelle, die während der Herbst- und Wintermonate 1888 vorgenommen wurde, wieder den Stand von 201 *m*.

Bei diesem zweiten Wassereinbruche in die Kohlengruben von Dux und Ossegg drang das Wasser unter dem Kohlenflöz der Grube Viktorin aus einer Verwerfungskluft hervor, welche den etwa

17 *m* unter der Flözsohle befindlichen Quarzporphyr sowie die rund 17 *m* mächtigen, zwischen Flöz und Quarzporphyr lagernden Liegendschichten (zenomanes Porphyr-Hornsteinkonglomerat und turoner Mergel 5 *m*, miozäner Liegendletten 12 *m*) durchsetzt. Nach dem er-

Fig. 12.



Wassereinbruchstelle in der Grube Viktorin. *P* Quarzporphyr, *M* Kreideschichten, *L* Liegendletten, *K* Kohlenflöz, *H* Hangendletten. Nach H. Löcker.

folgten Abbau des Kohlenflözes vermochten die zerklüfteten Liegendschichten dem Druck des Wassers nicht mehr Widerstand zu leisten und wurden vom Wasser durchbrochen (Fig. 12).

Dritter Wassereinbruch in die Dux-Ossegger Gruben auf der Grube „Viktorin". Am 25. Mai 1892 morgens floß aus

dem Rohre eines Dammes der Wasserdämmung des Jahres 1888 in der Grube „Viktorin" trübes Wasser, dessen Ausflußgeschwindigkeit und Menge sich rasch steigerte. Die Dämme und der benachbarte Kohlenpfeiler begannen zu nässen, endlich zu spritzen und 5 Stunden nach dem ersten bedenklichen Zeichen erfolgte der neuerliche Ausbruch des Wassers aus einem Abbau, welcher dem Einbruchsplane vom Jahre 1887 anliegt. Trotzdem durch die Pumpen aller Werke und auch durch alle Förderschächte die Wasserhebung aufgenommen wurde, konnten die zufließenden Wassermengen nicht bewältigt werden. Erst nach Eingriff der Pumpen des Döllinger Schachtes gelang es, den Wasserstand bei 162 *m* Seehöhe zum Stillstand zu bringen. Die Gruben waren zum dritten Male inundiert.[1])

Die Thermalquellen in Teplitz sanken abermals, allein bedeutend langsamer, so daß sich eine Differenz von 17—18 *m* zwischen dem Spiegel des Inundationswassers in den Ossegger Kohlenschächten und dem Thermalwasserspiegel im Teplitzer Urquellenschacht einstellte. Während der Sommermonate 1893 wurde die Wasserhebung in den Ossegger Gruben infolge Einspruches seitens der Teplitzer Quellenbesitzer vollständig eingestellt. Der Spiegel des Inundationswassers hob sich während dieser Zeit um 8 *m* und erreichte den Höchststand von 170·68 *m* Seehöhe. Im Teplitzer Quellenschacht stand jedoch der Thermalwasserspiegel zur gleichen Zeit nur um 8·6 *m* höher als in den Gruben, nämlich bei 179·3 *m*. Als Mitte September 1893 nach Ablauf der Teplitzer Badezeit das Pumpverbot aufgehoben wurde, begann die Wasserhebung in den Braunkohlenschächten wieder. Nach drei Monaten war der Spiegel des Inundationswassers um 9 *m* gesenkt worden, der Spiegel der Teplitzer Quellen folgte aber dieser Senkung nicht, er blieb im gleichen Niveau stehen und während des Sommers 1894 stieg der Thermalwasserspiegel sogar weiter an und erreichte die Höhe von 182 *m*, trotzdem der Wasserstand in den Gruben gleichmäßig bei 161·5 *m* gehalten wurde. Die Stauhöhe im Urquellenschacht betrug gegenüber dem Inundationswasser 20·5 *m*. Gleichzeitig sank der Ausfluß aus der Einbruchsstelle in der Grube „Viktorin" auf ein Minimum, es brauchten aus den Gruben nur mehr 4—4·2 m^3 Wasser in der Minute gehoben zu werden, um das Inun-

[1]) Vorstehendes zum Teile wörtlich nach dem oben zitierten Vortrage des Herrn Berginspektors Hermann Löcker.

dationswasser auf dem gleichen Niveau zu halten. Die Ursache dieser Erscheinung war, wie sich später herausstellte, eine natürliche automatische Verdämmung der Einbruchstelle infolge Abdichtung der umgebenden Strecken durch aufgeweichten Hangendletten, welchen das Wasser herbeigetragen hatte.

Eine vollständige Entwässerung der Grube wurde seitens der Teplitzer Quelleninteressenten verhindert, bis zwischen ihnen und der Brüxer Kohlenbergbau-Gesellschaft, welche die inundierten Gruben inzwischen angekauft hatte, ein Ausgleich zustande kam.

Auf Grund des am 2. Februar 1895 abgeschlossenen Vertrages wurde über der im Jahre 1882 ausgeführten Verdämmung der Döllinger Einbruchsstelle des Jahres 1879 ein 62 *m* tiefer Schacht („Pegelschacht") abgeteuft und um die verdämmte Einbruchsstelle ein Schleusenwerk eingebaut, welches gestattet, den Spiegel der in den Porphyrspalten nächst der Döllinger Einbruchsstelle angestauten Wassermengen durch Ablauf der Wässer in die Gruben bis zu einer bestimmten Höhe zu senken. Dadurch wird der Überdruck der über den Gruben befindlichen Wässer beseitigt und die weitere Einbruchsgefahr vermindert. Der Vertrag bestimmt, daß die Senkung der Wässer im Pegelschachte bis zu 170—172 *m* zu erfolgen hat. Der Wasserspiegel des Pegelschachtes gibt den Wasserstand in den benachbarten Porphyrspalten an. Bei diesem Stande der Wässer im „Pegelschacht" hält sich der Thermalwasserspiegel im Teplitzer Urquellenschachte bei 180 *m* Seehöhe. Die Grubenbesitzer sind verpflichtet, die Thermalwässer in Teplitz für den Bedarf der Badeanstalten auf ihre Kosten zu heben.

Nach Fertigstellung des Pegelschachtes und des Schleusenwerkes wurden die Gruben ausgepumpt und die Einbruchsstelle in der Viktorin-Grube abgedämmt.

Auch der dritte Wassereinbruch war durch den direkten Austritt der Wässer aus den Spalten des Quarzporphyrs durch die zerklüfteten Liegendschichten (zenomanes Porphyr-Hornsteinkonglomerat, turoner Mergel und miozäner Liegendletten) und durch das klüftige Kohlenflöz in die Grubenräume erfolgt an einer Stelle, wo nach H. Löcker eine Zone zahlreicher Südwest-Nordost streichender Verwürfe sich mit einem Rußräutenzug von westöstlicher Richtung schart.

Herr Berginspektor H. Löcker, welcher die außerordentlich gefahrvollen und schwierigen Verdämmungsarbeiten sowie auch die

Einbauten des Schleusenwerkes und des Pegelschachtes ausführte, hierbei alle zugänglichen Aufschlüsse und Bohrproben besichtigt hat, tritt der früher herrschenden Ansicht, daß unter den Dux-Ossegger Gruben eine weitverbreitete wasserführende Sandschicht vorhanden wäre, in welche aus den Porphyrspalten das Wasser einträte, in seinem schon genannten Vortrage (pag. 110 und 111) entschieden entgegen. Er hebt mit Nachdruck hervor, daß unter dem Flöz keine wasserführenden Sandschichten, sondern nur wenig mächtige Liegendletten lagern, die direkt dem Pläner und zenomanen Konglomerat-Hornsteinlagen aufruhen, und daß das Wasser unmittelbar aus den Spalten des Quarzporphyrs durch die aus den angeführten Gründen zerklüfteten Liegendschichten bzw. durch das zerklüftete Flöz eingebrochen sei.

Nach der Verdämmung der Einbruchsstelle hob sich der Wasserstand im Urquellenschachte auf die im Vertrage vereinbarte Höhe (180 *m*) und wird seither durch entsprechende Regulierung des Abflusses im Pegelschachte auf dieser Höhe gehalten.

Vierter Wassereinbruch in die Dux-Ossegger Gruben auf „Gisela". Die im Jahre 1896 glücklich abgeschlossene Verdämmung der Einbruchsstelle vom Jahre 1892 hatte im Verein mit dem vereinbarten Friedensvertrage zwischen den neuen Grubenbesitzern und den Teplitzer Quelleninteressenten die Hoffnungen auf eine ruhige Entwicklung der Thermalstädte einerseits und des Braunkohlenbergbaues bei Dux und Ossegg anderseits neu belebt. Da ging zum vierten Male ein Wassereinbruch vor sich, und zwar am 24. April 1897 in die Grube „Gisela".

Um einen tiefern Flözteil, der durch einen 40 *m* hohen Verwurf vom bereits abgebauten höheren Teile des Flözes getrennt ist, zu erschließen, hatte man ein neues Fallort bereits 90 *m* durch das Liegende des Flözes schräg bergab getrieben, als am genannten Tage am Fallortkopfe in 159·35 *m* Seehöhe Wasser einbrach, zuerst 1—1·5 m^3, nach einigen Stunden schon 3—4 m^3 in der Minute. Die Verdämmungsarbeiten wurden mit größter Energie sofort in Angriff genommen und waren am 3. Juli 1897 bereits abgeschlossen. Der Spiegel des Inundationswassers erreichte seinen höchsten Stand am 2. Mai 1897 bei 163·59 *m* Seehöhe.

Die Einwirkung des Wassereinbruches auf die Teplitzer Thermen war eine sehr geringe und in keiner Weise störende. Die Wässer

waren diesmal infolge des vertragsmäßig tiefen Wasserstandes in den Porphyrklüften nur mit einem Drucke von 1·2 Atm. anstatt des früheren von 4·6 Atm. in die Grubenräume ausgetreten und schütteten in der Minute nur 8—9 m^3, ein Quantum, welches den normalen Gesamtzufluß von Wasser (Thermal- und Grundwasser zusammen genommen) in das Spaltensystem des Quarzporphyrs, nämlich 7·8 bis 7·9 m^3, nur um weniges überschritt. Daher war die Wirkung dieses Wassereinbruches direkt auf den Grundwasserstand und indirekt auf den Stand des Thermalwassers im Urquellenschachte nur eine geringe.

Seither wird der Wasserstand in den Spalten am Westrande des Porphyrkörpers durch entsprechendes Regulieren am Schleusenwerke im Pegelschachte durchschnittlich auf dem vereinbarten Niveau von 170—172 m gehalten, bei welchem Stande das Thermalwasser im Urquellenschachte, wie schon erwähnt, sich auf rund 180 m Seehöhe und im Schönauer Neubadquellenschachte auf rund 185 m Seehöhe hält. Bei diesem Stande der Wasserspiegel in den Porphyrspalten ist der gesamte Wasservorrat, welcher in den Spalten früher aufgespeichert war, um mehrere Millionen Kubikmeter verringert. Denn der Fassungsraum der Spalten beträgt nach H. Löcker zwischen den Seehöhen von 189 und 197 m Höhe durchschnittlich 276.000 m^3 für jeden Höhenmeter, zwischen den Höhen von 188 und 166 m durchschnittlich 91.000 m^3 für den Höhenmeter, gemessen in der Urquelle. Ist der bedeutende Wasserdruck vermindert, so ist auch die Einbruchsgefahr in die Gruben verringert und die Sicherheit für die ungestörte Benützbarkeit der Teplitz-Schönauer Thermen in gleichem Grade erhöht.

Durch die wiederholten Wassereinbrüche in die Kohlengruben von Dux-Ossegg sind demnach die Thermen von Teplitz-Schönau wohl im Niveau gesenkt, im übrigen aber in keiner Weise verändert worden. Der Unterschied zwischen dem heutigen Zustande der Thermen und dem früheren ist einzig der, daß das in den Spalten des Quarzporphyrs aufsteigende Thermalwasser nicht mehr den Stand von 203·15 m besitzt, sondern nur bis 180 m Seehöhe die Spalten erfüllt.

V. Diluvium.

Im Kartengebiete erreichen diluviale Gebilde in Form von Flußanschwemmungen und in Gestalt von Gebilden äolischen Ursprungs große Verbreitung.

A. Flußanschwemmungen.

Diese bestehen aus groben Schottern und mittel- bis feinkörnigen Sanden, welche in sehr verschiedenen Höhenlagen zum Absatze gelangt sind. Nach ihrer Korngröße und nach ihrer Höhenlage im Vergleiche zur Hauptwasserader des Gebietes, dem Bielaflusse, kann man unter ihnen drei Altersstufen unterscheiden. Die höchstgelegenen Flußanschwemmungen müssen als die zuerst entstandenen angesehen werden. Sie bestehen auch in der Regel aus dem gröbsten Material. Der größte Teil aller, auch der höchst gelegenen Flußanschwemmungen folgt bezüglich seiner Ablagerung bereits dem noch heute bestehenden Tale des Bielaflusses. Ein Teil der hochgelegenen Gebilde, die Ablagerungen zwischen Neuhof und Quikau, zwischen Nechwalitz und Schichlitz, zwischen Schichlitz und Lochtschitz, ist jedoch außerhalb des heutigen Bielatales auf den Rücken langgestreckter Höhenzüge zum Absatz gelangt. Die Erklärung für die Ablagerung dieser Gebilde bereitet Schwierigkeiten insofern, als ihr Material doch durch einen größeren Flußlauf aus weiterer Entfernung herbeigeführt sein muß, der Flußlauf selbst aber an diesen Orten, auch in diluvialer Zeit, beim Bestand der heutigen Niveauverhältnisse unmöglich war. Am natürlichsten erscheint es, eine große, grabenförmige, jungdiluviale Senkung des Gebietes zwischen den Ablagerungsstätten und dem Erzgebirge um 150—200 *m* anzunehmen, die erst nach dem Absatze der altdiluvialen Gebilde vor sich gegangen sein kann. Bei dieser Annahme würde das Tal des altdiluvialen Flusses wesentlich erweitert werden, so daß unsere Ablagerungen wie die übrigen diluvialen Flußanschwemmungen auf den gleichen großen Flußlauf zurückgeführt werden können, welcher in weiten Grenzen hin und her pendelte. Die folgenden Darlegungen gehen auch von diesen Gesichtspunkten aus.

Die außerhalb des heutigen Bielatales gelegenen diluvialen Flußanschwemmungen erinnern an die „Deckenschotter" im Sinne von A. Penck. Da sie sich aber bezüglich der Höhenlage von den ältesten Ablagerungen des diluvialen Bielaflusses nicht unterscheiden,

so liegt kein Grund vor, sie von den übrigen altdiluvialen Flußanschwemmungen zu trennen.

Schließlich bliebe noch übrig, unsere Ablagerungen als jungpliozäne Gebilde anzusehen. Für ein hohes Alter spricht die Rostfarbe der Geschiebe. Allein in der Höhenlage unterscheiden sich unsere Ablagerungen fast nicht von den sicher als diluvial erkannten Flußanschwemmungen anderer Kartenblätter. Auf Blatt Aussig reichen diluviale Anschwemmungen mit Elephas antiquus bis nahe 270 *m* Seehöhe und die in Frage stehenden Gebilde unseres Kartenblattes liegen bei 263 *m*, bei 283 *m* und bei 310 *m*. Auch die dunkle, rostige Farbe der Geschiebe unsererer Ablagerungen kann nicht als sicherer Beweis für ein pliozänes Alter unserer Gebilde gelten, da von anderen Orten Nordböhmens braun gefärbte, in 200 *m* deponierte Flußanschwemmungen bekannt sind, welche nordische Geschiebe enthalten und demnach nicht älter als glazial sein können.

Deshalb wird man die in Frage stehenden alten Flußanschwemmungen für diluvial ansehen müssen. Sie als „Deckenschotter" im Sinne von A. Penck den bisher als „Hochterrassen" im Bereiche des böhmischen Mittelgebirges unterschiedenen diluvialen Flußanschwemmungen entgegenzustellen, dafür liegt, wie schon oben erörtert wurde, kein hinreichender Grund vor. Bei der Annahme von mittel- oder jungdiluvialer Senkung der Braunkohlenmulde nördlich des Kartengebietes, zwischen diesem und dem Erzgebirge, läßt sich für die Zeit vor dieser Senkung und für die Zeit, in welcher die fraglichen Flußanschwemmungen abgesetzt wurden, ein Zustand im Gelände konstruieren, der die Ablagerungsorte unserer Flußanschwemmungen noch in das Bett des altdiluvialen Bielaflusses verweist. Der wasserreiche, im weiten Bette hin und her pendelnde Fluß vermochte dann, noch vor dem tiefen Einriß des Tales, weit voneinander entlegene Anschwemmungen abzusetzen.

Für eine nachmiozäne Senkung der Braunkohlenmulde nördlich des Kartengebietes liefern den Beweis die westoststreichenden Verwerfungen, welche das Braunkohlenflöz daselbst durchsetzen und an welchen die im Innern der Mulde gelegenen Flözteile um 150 bis 200 *m* gegen die randlichen abgesunken sind. Diese Verwerfungsspalten durchsetzen Flöz und Hangendschichten, sie sind demnach jünger als untermiozän. Die Mächtigkeit der miozänen Hangendschichten nimmt gegen die Muldenmitte zu und gegen die Mulden-

ränder ab. Der diluviale Abtrag ist am Muldenrande viel größer als in der sinkenden Muldenmitte.

Nachdem der von SW. nach NO. fließende Strom während der ältesten Diluvialzeit die höchst gelegenen Ablagerungen angeschwemmt hatte, grub er allmählich sein Bett tiefer, an den Flanken des neuen Flußtales hinterließ der Fluß an geeigneten Orten Anschwemmungen.

Die bedeutendste Talerosion fand im mittleren Diluvium statt. In dieser Zeit wurde das Bielatal bis auf den Grund eingeschnitten, aber es wurden auch gewaltige Massen von angeschwemmtem Material deponiert.

In der jüngsten Diluvialzeit riß der nun weniger wasserreiche Bielafluß in die Ablagerungen aus dem mittleren Diluvium ein verhältnismäßig seichtes Bett ein, in welchem Sande und Lehme als jüngste diluviale Flußanschwemmungen abgesetzt worden sind.

Demnach können wir folgende Stufen unter den diluvialen Flußanschwemmungen unterscheiden:

1. Älteste Flußanschwemmungen, aus Schottern und groben Sanden bestehend, in Höhen von 310—230 *m* Seehöhe, 70—120 *m* über dem heutigen Niveau des Bielaflusses lagernd.

2. Jüngere diluviale Flußanschwemmungen, aus Höhen von ungefähr 230 *m* Seehöhe, 70 *m* über dem heutigen Spiegel des Bielaflusses, bis unter das Niveau des Bielaflusses reichend.

3. Jüngste diluviale Flußanschwemmungen, in Seehöhen von 170—195 *m* abgelagert, 10—25 *m* über der heutigen Biela.

Die Biela tritt bei rund 190 *m* Seehöhe ins Kartengebiet ein und verläßt dasselbe bei rund 160 *m*.

1. Älteste Flußanschwemmungen (Hochterrasse) (dh). Die Ablagerungen dieser Stufe sind in Höhenlagen von 310 bis 230 *m* Seehöhe zum Absatz gelangt. Ursprünglich waren es wohl zusammenhängende, das alte Flußbett begleitende Anschwemmungen, heute finden wir nur noch zerstreute Lappen als Abtragsreste der ehedem weit verbreiteten Ablagerungen auf den Höhenrücken zwischen Wisterschan und Quikau bei 310—300 *m*, dann zwischen Nechwalitz und Schichlitz bei 280 *m*, westlich und östlich des Jedowin bei 263 und 280 *m*, bei Haberzie, ferner am Wege von Boreslau nach Groß-Tschochau nächst der Wegabzweigung nach Frauschile bei 300 *m* und nordöstlich davon. Auch zahlreiche, die oberen Gehänge des Bielatales bedeckende Anschwemmungen von Sand und Schotter

am Kirchhöfelberge, bei Auperschin, östlich vom Webeschan-Berge, bei Frauschile u. a. a. Orten gehören hierher.

Ihre Zusammensetzung in bezug auf die Korngröße und in bezug auf das Gesteinsmaterial zeigt an den einzelnen Ablagerungsorten recht auffallende Verschiedenheiten. Auf dem Höhenrücken südlich Quikau bei 300—310 *m* besteht der Ablagerungsrest aus nußgroßen, selten eigroßen, oberflächlich rostig gefärbten Geschieben, zumeist von weißem oder gelbem Quarz, untergeordnet von schwarzem Kieselschiefer; ganz vereinzelt tritt Pläner, Granit, Gneis, Braunkohleneisenstein auf. Alles ist verpackt in groben, braunen, scharfen Sand. Sand ist nur in geringer Menge vorhanden, nur soviel, um die Lücken zwischen den Geschieben auszufüllen. Im Anschwemmungsreste südöstlich von dieser Ablagerung bei 280 *m*, östlich vom Peter-Paul-Schachte, bilden die Quarzgeschiebe von Nuß- bis Faustgröße nur einzelne linsenförmige Lagen von etwa 0·3 *m* Mächtigkeit, voneinander getrennt durch 0·4—0·5 *m* mächtige Lagen braunen, kratzigen, mittelkörnigen Sandes. Neben Geschieben aus Quarz bemerkt man noch reichlich Brauneisensteinknollen, wenig Geschiebe von Gneis, noch weniger Phonolith und selten Basalt. Alle Geschiebe sind an ihrer Oberfläche braun gefärbt. — Kleine Reste von Geschiebe-Anschwemmungen gleicher Zusammensetzung finden sich auf dem Plateau südlich und südöstlich von letztgenannter Ablagerung. Zerstreute Quarzgeschiebe, welche in der Ackerkrume entlang und östlich der von Hertine nach Schichlitz führenden Straße allgemein auftreten, bezeugen als letzte Abtragsreste die ehedem weite Verbreitung der ältesten Flußanschwemmungen im Gebiet. — Eine gleiche Zusammensetzung aus braunen überkrusteten Geschieben von vorherrschend Quarzen und von fast ganz zurücktretenden Eruptivgesteinen kommt auch der Ablagerung südlich des Dorfes Auperschin zu. Etwas mehr Eruptivgesteine treten unter den Geschieben der Ablagerung östlich vom Webeschan-Berg auf, etwa bei 270 *m* Seehöhe auf der rechten Seite des Bielatales. Eine Schottergrube daselbst zeigt folgende Lagerungsverhältnisse der diluvialen Gebilde: oben 60 *cm* Lehm, darunter 50 *cm* brauner, mittelkörniger Sand, dann 2 *m* Schotter, bestehend aus nuß- bis eigroßen, oberflächlich rostig gefärbten Geschieben vorherrschend von Quarz, seltener Erzgebirgsgesteinen, wenig Mittelgebirgsgesteinen.

Die Ablagerungen bei 300 *m* südöstlich von Frauschile am Wege von Boreslau nach Tschochau und im Graben nordöstlich davon

zeigen Geschiebe, welche vorzugsweise aus den Eruptivgesteinen des Mittelgebirges bestehen. Namentlich im vorgenannten, nach Tschochau leitenden Graben sieht man unter 2 *m* braunem, entkalktem Lößlehm, mit zahlreichen großen Mergelkonkretionen an seiner Basis, eine 3—4 *m* mächtige Lage von nuß- bis faustgroßen Geschieben, aus Mittelgebirgsgesteinen und nur selten aus Quarzen bestehend, welche wieder von braunem, kratzigem, mittelkörnigem Sande unterlagert wird. Nördlich davon, bei 240—220 *m* südlich Tschochau besitzen die Ablagerungen folgende Gliederung: oben 1—2 *m* Lehm mit faustgroßen Basaltgeschieben, darunter 3 *m* brauner, grobkörniger Sand, dann 0·5 *m* Sand mit Geschieben aus Kohlenbrandgesteinen, endlich abwechselnd Lagen von braunem, mittelkörnigem Sand und Lagen von nuß- bis erbsengroßen Geschieben von Quarz, Mittelgebirgsgesteinen, Kohlenbrandgesteinen, Gneis und Teplitzer Quarzporphyr. — Westlich vom Jedowin sind bei Sign. 263 *m* altdiluviale Ablagerungen durch Schottergruben bis 8 *m* tief aufgeschlossen. Auch hier wechseln Lagen von nuß-, selten eigroßen Geschieben mit Lagen von fein- bis mittel- und grobkörnigen Sanden ab. Die Geschiebe bestehen aus Quarz und Basalt in gleichen Mengen, ferner aus viel Kohlenbrandgesteinen, aus Stücken von Aragonitplatten und Nieren von Brauneisenstein; Erzgebirgsgneise scheinen zu fehlen. Das Ganze zeigt im allgemeinen horizontale Lagerung, stellenweise aber ist das ganze System geneigt und zeigt bei west-östlichem Streichen ein Verflächen mit 30° nach Nord. Die Sande sind recht unrein, mitunter staubig, nur aus wenig Quarzkörnern, zumeist aus einem Zerreibsel von Basalten und Kohlenbrandgesteinen bestehend. Mitunter sind die Sande und Geschiebe zu einem Konglomerat verkittet. — Schließlich soll noch die recht mannigfaltig zusammengesetzte Ablagerung bei 310 *m* westlich von Ouporsch erwähnt werden, obschon sie zum größten Teil bereits außerhalb des Kartengebietes gelegen ist. Unter 0·35 *m* Humus folgt eine 0·4 *m* mächtige Lage von kopfgroßen Basaltblöcken, gepackt in braunen, lettigen Lehm, dann 1·2 *m* brauner Quarzsand, auch mit Basaltblöcken, darunter 0·6 *m* mächtig, dicht gepackte Geschiebe von Basalt und Kohlenbrandgesteinen, vereinzelt von Plänerkalk, dann Brauneisennieren. Erzgebirgsgesteine und Quarze fehlen. Zu unterst lagert brauner Sand. Alles mit 5° nach Nord geneigt.

An manchen Orten, nordöstlich Nechwalitz, nördlich Sensomitz und nordöstlich Malhostitz, sind die altdiluvialen Ablagerungen infolge von Flözbränden gebrannt worden. Dabei sind die sonst lose aneinander haftenden Sandkörner und Geschiebe zu einem mürben Sandstein verfestigt worden, welcher die gewöhnliche rotbraune bis schwarzbraune Farbe der Kohlenbrandgesteine erhalten hat. Nur einzelne feinkörnige lettenreiche Lagen sind entweder dicht oder porös geworden und schwarz gefärbt.

Die Quarzkörner haben durch den Brand außer der oberflächlichen Rotfärbung und einer durch zahlreiche Sprünge entstandenen Trübung keine andere Veränderung erfahren, die zwischen ihnen vorhandenen tonigen Bestandteile der ursprünglichen Ablagerung aber sind bisweilen geschmolzen und geflossen und drängen sich als trübe oder ganz schwarze, undurchsichtige Lagen zwischen die Quarzkörner. Neubildungen von Mineralen (Spinelliden und Rutil?) sind in ihnen nicht sicher bestimmbar. Es waren demnach die Veränderungen dieser Diluvialgebilde durch die Brände benachbarter Kohlenflöze keine tiefgreifenden.

2. Jüngere Flußanschwemmungen (Mittelterrasse) (d m).

Zu beiden Seiten des Bielaflusses lagern in mehr zusammenhängender Weise, als dies bei den ältesten Diluvialgebilden der Fall ist, Flußanschwemmungen, welche sich durch durchaus hellere Färbung, dann insbesondere durch ihr Vorkommen innerhalb des Bielatales und in geringerer Meereshöhe (von 230 *m* Seehöhe abwärts bis zum Bielaniveau) sowie durch ihre Zusammensetzung von den Ablagerungen der Hochterrasse unterscheiden lassen. Nur nordöstlich und südwestlich vom Dorfe Ratsch war diese Unterscheidung nicht gut durchführbar, so daß die gesamten, allda bis in 250—260 *m* Seehöhe reichenden Flußanschwemmungen als jüngere in die Karte eingetragen worden sind.

An ihrer Zusammensetzung nehmen Geschiebe von Eruptivgesteinen des Mittelgebirges in viel größerer Menge teil als bei den älteren Flußanschwemmungen, Mittelgebirgsgesteine bilden bisweilen mehr als die Hälfte vom ganzen Material. Manche Ablagerungen dieser Altersstufe zeigen einen geschichteten Aufbau, andere bestehen nur aus wirr durcheinander aufgeschütteten, in Sand verpackten Geschieben von sehr verschiedener Größe.

Diese Ablagerungen werden an vielen Orten zur Sand- und Schottergewinnung benützt, z. B. westlich des Meierhofes im Westen von Webeschan, nächst der Bahnstation Ratsch, südlich Welbine am rechten Bielaufer, östlich Welboth auf der von der Biela umspülten Landzunge, nächst Hertine, bei Gr.-Tschochau u. a. a. O. In der Schottergrube nordwestlich der Bahnstation Ratsch sind bei 230 bis 220 *m* unsere Ablagerungen auf 7 *m* aufgeschlossen. Sie zeigen im allgemeinen deutliche Schichtung und folgende Zusammensetzung: Zu oberst lagert humoser Lehm und reiner Lehm, im ganzen 1 *m* mächtig, darunter folgt 0·75 *m* Schotter, 1 *m* sandiger Lehm, 0·2 *m* Schotter, 0·5 *m* grauer Ton, 1 *m* Sand mit Schrägschichtung, 1·5 *m* gelber, grober Sand wechsellagernd mit Schotter, endlich 1·5 *m* Lagen von grobem Sand, wechsellagernd mit Schotterlagen. Die Geschiebe der untersten Schotterlage werden nach unten größer. Westlich vom Webeschaner Meierhofe sind unsere Anschwemmungen nur undeutlich geschichtet, es treten nur einzelne Lagen braunen Quarzsandes hervor zwischen einer Anhäufung von erbsen-, nuß- bis faustgroßen Geschieben und Gesteinsblöcken von 0·1—0·5 m^3 Rauminhalt, welche alle fest eingepackt sind in mittelkörnigen, braunen, kratzigen Sand. Sehr zahlreiche Geschiebe bestehen aus Basalten, wenige aus Tephriten: nur ganz vereinzelt erscheint Phonolith, sehr häufig aber Quarz, Braunkohlenquarzit, untergeordnet Gneis und Granulit, nicht häufig schwarzer Kieselschiefer. Die 5 *m* mächtig aufgeschlossene Ablagerung am SO.-Fuße des kleinen Kegels („Bukowitzer Bergels") westlich Hlinay zeigt den gleichen Aufbau: größere (15—20 *cm* im Durchmesser messende) und kleinere, bis erbsengroße Geschiebe, eingepackt in braunen, kratzigen Sand. Unter den Geschieben überwiegen an Menge solche aus Mittelgebirgsgesteinen, dann treten Quarze häufig auf, auch Gneise, Kieselschiefer, Amphibolite, Teplitzer Quarzporphyr und Braunkohlenquarzit. Schrägschichtung zeigen recht häufig die Lagen von grob- und feinkörnigen Sanden, welche südlich Welbine am rechten Bielaufer auf grobem Schotter auflagern. Die Schottergruben der Aussig-Teplitzer Bahn auf der Landzunge nordöstlich Welboth erschließen die Ablagerungen der Mittelterrasse 5 *m* tief. Oben zeigt sich 0·6 *m* humoser lehmiger Sand, darunter 2 *m* Geschiebe von vorwiegend Basalten und wenig Quarzen, in Sand gepackt, dann 0·5 *m* lehmiger Sand mit vereinzelten Quarzgeschieben, endlich 2 *m* kleinere und größere (bis 1 *m* Durchmesser) Geschiebe, vorherrschend

aus Basalten, Tephriten, Quarzen und Erzgebirgsgesteinen, mit sehr wenig Sand.

Die sandigen Anschwemmungen südlich von Gr.-Tschochau und nördlich Ratsch enthalten vereinzelt nuß- bis eigroße konglomeratartige Gebilde, welche durch Verkittung der Sandkörner verschiedener Größe mittelst konkretionär zugewanderten Kalkes zustande kommen.

3. Jüngste Flußanschwemmungen (Niederterrasse) (dn). Die jüngsten diluvialen Flußanschwemmungen besitzen die geringste Ausdehnung. Sie sind innerhalb einer Flußrinne, welche in die Anschwemmungen der Mittelterrasse eingerissen wurde, zum Absatz gelangt in Seehöhen von 170—195 *m*, 10—25 *m* über dem heutigen Niveau der Biela.

Sie bestehen teils aus hellbraunen oder graubraunen, fein- bis mittelkörnigen Sanden, welche in den engeren Teilen des Bielatales abgelagert wurden, teils aus sandigem Lehm, der im ausgeweiteten Tale südlich des Bahnhofes Hertine, bei Prosanken und Gr.-Tschochau zum Absatz gelangte.

Unter den Anschwemmungen der Niederterrasse lagern die in der Regel aus gröberem Material bestehenden Mittelterrassenanschwemmungen. Die Grenze zwischen den Ablagerungen dieser Stufen ist nicht immer scharf zu ziehen.

B. Äolische Bildungen und deren Umlagerungsprodukte (d).

Löß und Lößlehm besitzen im Kartengebiete in den verschiedensten Höhenlagen große Verbreitung; nicht nur die Flanken der Talmulden, auch Höhenrücken werden von ihnen bedeckt. Sie überlagern alle, auch die jüngsten Flußanschwemmungen, ihre Entstehung fällt demnach in das allerjüngste Diluvium. Zur Zeit ihrer Bildung mußte die Talerosion bereits abgeschlossen sein. Winde überschütteten das ganze Kartengebiet mit großen Mengen Mineralstaubes, der später von den steileren Gehängen in die Talmulden herabgeschwemmt und als Lößlehm abgesetzt wurde. Deshalb ist echter Löß am primären Ablagerungsorte nur selten erhalten geblieben, zumeist findet man heute Lößlehme, die eine mit dem Gehänge parallele Schichtung aufweisen, in der Regel einzelne, unregelmäßig verteilte Mergelkonkretionen enthalten und deren Mächtigkeit nicht über 8 *m* hinausgeht.

Humusreiche, braungefärbte Lagen durchsetzen die Lehmablagerungen entlang der Reichsstraße nördlich des Dorfes Auperschin und beweisen, daß diese Lehme zu verschiedenen Zeiten zum Absatz gelangten. Recht kalkreich sind die Lößlehme westlich von Welhenitz, südlich Bukowitz, beim Bahnhof Auperschin, bei Mahlhostitz u. a. a. O.

Ein verschiedenes Alter der im Kartengebiete vorhandenen Lößlehme war nicht festzustellen, weil die meisten dieser Gebilde nicht mehr auf dem primären Bildungsorte lagern.

Im Lehm südlich Prosanken wurde das vorderste Ende eines Unterkiefers von Equus caballus L. gefunden, welcher von einem mindestens 6 Jahre alten Exemplare einer nicht großen Rasse stammt. Die Lehme bei Hlinay nördlich Gr.-Tschochau lieferten Reste von Bison priscus H. v. M.

Sandige Lehme nördlich Nechwalitz und Lößlehme am oberen Ende der Schlucht, welche vom Dorfe Malhostitz in nördlicher Richtung gegen die Nechwalitzer Straße führt, sind infolge von Braunkohlenflözbränden mit ihrer Umgebung rot gebrannt worden. Siehe darüber auch pag. 39.

VI. Alluvium.

Zu den Alluvialgebilden sind zu zählen die heute noch wachsenden Anschwemmungen der Bäche und Flüsse, die Schutthalden in der Umgebung der steil aufragenden Eruptivkörper und die größeren, durch Rutschungen auf sekundäre Lagerstätte bewegten, mehr weniger lockeren Erdmassen.

Die Anschwemmungen der Bäche und Flüsse (auf der Karte mit a bezeichnet) sind je nach deren Gefälle recht verschieden. Im südlichen Teile des Kartenblattes besitzen die Bäche ein steiles Gefälle, ihre heutigen Anschwemmungen bestehen nur aus übereinander gestürzten Blöcken und Geschieben und aus Sand, welcher die übrig bleibenden Lücken ausfüllt. Der träger fließende Saubach und der Bielafluß aber lagern humosen lehmigen Sand oder auch sandigen Lehm ab. So findet man unter den Wiesengründen an der Biela nächst Tschochau zu oberst eine schwache Humusschicht, unter ihr lichtgrauen, tonigen Schlamm, bisweilen reich an hellen Glimmerblättchen, darunter Lehm, endlich Schotter der Mittelterrasse. Auch die Alluvionen des Saubaches bei Wisterschan bestehen aus humosem Lehm, welcher auf miozänem Letten auflagert. Die Mächtigkeit der

Alluvionen beträgt 1·5—2 *m*, seltener 3—3·5 *m*. Nördlich von Tschentschitz sind die Alluvionen stark moorig.

Die Dörfer Prosanken und Gr.-Tschochau stehen auf alluvialen Schuttkegeln. Diese Lage ist für letzteres Dorf wiederholt verhängnisvoll geworden, weil infolge reicherer Niederschläge in den Gebieten der den Kegel aufbauenden Bäche große und verheerende Überschwemmungen und förmliche Vermurungen das Dorf heimgesucht haben.

Eine größere Rutschung im oligozänen Letten gefährdet auf eine Strecke von 200—300 *m* die Bezirksstraße von Lellowa nach Tschentschitz zwischen dem Kirchberge und dem Pilkauer Berge nördlich von Sign. 407 *m*. Die Rutschung wird in erster Linie durch das am Ostgehänge des Tales zusitzende und den Letten aufweichende Wasser veranlaßt. Auf gleiche Ursachen, zusitzende Wässer, sind auch die nach Norden sich bewegenden Rutschungen östlich Frauschile, von 265 *m* abwärts, „im Lenz" östlich Lochtschitz und nordöstlich vom Schimaer Berge bei 410—480 *m* zurückzuführen.

Technische Bemerkungen.

Die wertvollsten Schätze, welche der Erde Schoß im Kartengebiete birgt, sind die Braunkohlenflöze, deren Lagerungsverhältnisse bereits von pag. 32 ab dargestellt worden sind. Zur Zeit der Gebietsaufnahme (1902—1905) wurden die Flöze an folgenden Orten abgebaut: 1. Franz Josef-Stollen, die leistungsfähigste Braunkohlengrube des Kartengebietes. 2. Karolinen-Grube (früher Ida-Stollen). Beide im Bielatale nächst Wohontsch. 3. Maximilian-Schacht (früher Deutschland-Schacht) bei Schallan. 4. Peter-Paul-Schacht bei Nechwalitz. 5. Stanislaus-Schacht bei Sensomitz. 6. An der Nordgrenze des Kartengebietes ein Haspelschacht nordöstlich vom längst aufgelassenen Kreuzerfindungsschacht. 7. Östlich des Meierhofes Daubrawitz wird vom Johannes III-Schachte, welcher bereits nördlich vom Kartengebiete steht, das Kohlenflöz am Nordrande des Gebietes gewonnen. — Die oberturonen Kalkmergel der Skaphitenstufe in der Flur „Lippnai" westlich Prasseditz, westlich vom Westrande des Kartengebietes, werden als Kalksteine gebrochen und gebrannt als Mörtelkalk verwendet. — Zu gleichem Zweck wurde früher auch der Süßwasserkalk bei Kostenblatt abgebaut. — Bausteine liefert der

Quarzporphyr von Teplitz, der Trachydolerit vom Weschener Berge, viele Basaltkörper, dann der Phonolith vom Schneiderberge an der Straße von Lellowa nach Tschentschitz. Der letztgenannte Phonolith ist dünnplattig abgesondert. Die großen, dünnen, leicht gewinnbaren Platten werden für verschiedene Bauzwecke verwendet. — Straßenschotter liefern zahlreiche Basaltkörper (nördlich Welboth für die Aussig-Teplitzer Eisenbahn, Goslike, ärarischer Bruch im Leuzitbasalt der Paschkopole nördlich des Wachtberges u. a.) und der Trachydolerit des Weschener Berges. — Sand für verschiedene technische Zwecke liefern die oligozänen Sande bei Stürbitz (Diwoks Sandgrube) und östlich Lochtschitz, die miozänen Sande nördlich Stürbitz (Wettsteins Sandgrube), beide als „Bausand" gut verwendbar, die Sande südlich Schallan, westlich Pittling u. a. — Auch die Grande und Sande des Diluviums finden mannigfache Verwendung als Bausand und als Beschotterungsmaterial. Das Gleiche gilt auch von dem mehr weniger grobkörnigen Verwitterungsgrus des Teplitzer Quarzporphyrs und des Granitporphyrs bei Teplitz. — Guten Lehm zur Ziegelbereitung liefern die über das ganze Gebiet verbreiteten Lößlehme.

Wasserführung.

Die Oberfläche der miozänen und der oligozänen Letten bildet im ganzen Kartengebiete den wichtigsten wasserführenden Horizont. Alle über den genannten Letten lagernden Gebilde, die diluvialen Lößlehme, Sande und Grande, die tertiären Eruptivgesteine, Kohlenbrandgesteine usw. sind wasserdurchlässig; unter ihnen, auf den Braunkohlenletten, sammelt sich das Niederschlagswasser an und tritt auf den Punkten des größten Gefälles bei niedrigster Seehöhe zutage, wenn es sich nicht als Grundwasser untertags verbreitet.

Quellen entspringen aus den angegebenen Gründen auf Braunkohlenletten unter dem Basalttuff südlich Bukowitz bei 300 *m*, westlich von Sensomitz bei 235 *m* unter den Kohlenbrandgesteinen, westlich der Lißnitze bei 250 *m* und „im Lenz" bei 180 *m* östlich Lochtschitz unter Basalt. Die im Lehm und im gelockerten Letten vorhandenen Grundwässer an dem nach Norden einfallenden Gehänge bei Drakowa, Quikau und Weschen speisen die Wasserleitungen für mehrere Dörfer, wie auch die Wisterschaner Wasserleitung durch Wässer gespeist wird, die am Gehänge nördlich Wisterschan bei 250—260 *m* aus den benachbarten Lehmen und Eruptivgesteinen zusitzen.

Mineralvorkommen.

Das Kartengebiet ist bezüglich der Mineralfundorte seit langem gut durchforscht, weil Teplitz und seine Umgebung von Mineralogen und Sammlern häufig und gern besucht wurden und eifrige Sammler in Teplitz ständigen Wohnsitz hatten. V. v. Zepharovich und F. Becke berichten deshalb auch im Min. Lex. f. d. K. Österr. über zahlreiche Mineralvorkommen in unserem Gebiete. In die folgende Zusammenstellung sind diese Angaben zum größten Teile aufgenommen und durch die neuen Beobachtungen, namentlich auch durch solche von Herrn F. Cornu ergänzt worden.

Albit im Quarzporphyr des Schönauer Berges bei Teplitz. v. Zeph., Lex. I, pag. 4.

Analzim in Hohlräumen des Phonoliths vom Schneiderberge an der Straße von Lellowa nach Tschentschitz; in Blasenräumen des Basalts östlich Webeschan.

Aragonit, häufig im Gebiete, zumeist in parallelfaserigen Aggregaten, welche Basalttuffe und in Zersetzung begriffene, randliche Teile von jüngeren (miozänen) Feldspat- und Nephelinbasalten in Form schmaler Gänge durchsetzen. Bisweilen verbinden sich die dicht gedrängten Aragonitadern netzförmig. Das kann herabgehen bis zur Bildung förmlicher Breccien, in denen kleine Bruchstücke von Basalt durch Aragonit verkittet werden. Radialstengelige Aggregate in Hohlräumen der randlichen Teile des durch einen großen Schotterbruch aufgeschlossenen Feldspatbasaltes der Aussig-Teplitzer Eisenbahn zwischen der Station Auperschin und Welboth. Dickstengelige Aggregate, ein 15 *cm* mächtiges Lager bildend, bei 220 *m* östlich Haberzie in einer kleinen, Basalttuffen eingeschalteten Decke von verwittertem Magmabasalt. Bis 24 *mm* mächtige, parallelfaserige, gangförmige Körper im zersetzten, schlackigen Feldspatbasalte südlich Moschen und im Dorfe Lochtschitz und westlich davon, in den Basalttuffen südlich und südöstlich Haberzie und südwestlich Sensomitz, dann in den teilweise zersetzten Nephelinbasalten des Weinberges südöstlich Malhostitz und des Bukowitzer Bergels westlich Hlinay. Nach der Stromeyerschen Analyse (1813) enthält ein Aragonit von Tschochau (nach Rammelsberg, Handb. der Mineralchemie, 2. Aufl., II, 221, Leipzig 1875) außer $CaCO_3$ noch 1·01 $SrCO_3$, 0·14 Fe_2O_3 und 0·21 H_2O.

Die gangförmigen Aragonite im Basalttuffe südöstlich Haberzie, im Nephelinbasalte des Weinberges bei Malhostitz und des Bukowitzer Bergels westlich Hlinay sowie im Feldspatbasalte von Lochtschitz haben nicht selten eine Umwandlung in dolomitischen Kalk oder auch in Dolomit erfahren. (Siehe Dolomit.)

Augit. Die bekannten schönen Krystalle von basaltischem Augit, welche unter den Fundortsangaben „Boreslau" oder „Paschkopole" alle Sammlungen zieren, wittern aus einem leicht zersetzbaren, schlackig-porösen Basaltgestein (leuzitführender Feldspatbasalt) an der Reichsstraße in der Flur Paschkopole südöstlich von Boreslau aus etwa an der Stelle, welche auf der Karte südlich des ersten „o" im Worte „Paschkopole" liegt. Die chemische Analyse ist auf pag. 55 gegeben; optische Untersuchungen wurden von v. Haidinger und von v. Tschermak (Tschermaks Min. Mitt., 1871, pag. 29) ausgeführt.

Baryt. Tafelförmige, honiggelbe Krystalle, vorherrschend (010) und (101), als thermale Bildung im Bereiche der Teplitz-Schönauer Thermen häufig in Spalten und Klüften des Quarzporphyrs und des zenomanen Quarzporphyrhornsteinkonglomerats; blaugrüne Tafeln in der Quellspalte des Neubades in Teplitz-Schönau. (Siehe pag. 74 und 75.)

Bergseife von Stürbitz, nichts weiter als ein durch reichen Gehalt an Bitumen fetter und schwarz gefärbter Braunkohlenletten, in Form eines 60 *cm* mächtigen Lagers am Wege von Stürbitz nach Poratsch bei 365 *m*. Klebt an der Zunge, färbt nicht ab, schreibt, brennt sich weiß oder rot. Besteht aus einem Gemenge feinsten Quarzsandes, Ton und Bitumen mit zahlreichen feinsten Glimmerblättchen.

Biotit, schöne sechsseitige Tafeln in augitreichen, leuzitführenden Feldspatbasalten der Paschkopole.

Bittersalz, nach v. Zeph., Min. Lex. I, 142, in stark zerklüfteter Braunkohle bei Boreslau; weiße und gelbe Ausblühungen auf durch Haldenbrand veränderten Magmabasalten alter Halden westlich Weschen.

Calcit, grobkörnige weiße Aggregate in Hohlräumen des Phonoliths am Schneiderberg mit Natrolith; Aggregate von kleinen flachen Rhomboedern, z. T. Umwandlung nach Aragonit aus den Basalttuffen östlich Pilkau; nierenförmige und kugelige braungefärbte Aggregate im Feldspatbasalt an der Aussig-Teplitzer Eisenbahn bei Welboth gegen Auperschin; vom gleichen Fundort (Schotterbruch

der Aussig-Teplitzer Bahn) ein solider, eiförmiger, 2 *cm* messender Einschluß im frischen Basalt; im Trachydolerit des Weschener Berges schöne rhomboedrische Krystalle; etwa 1 *cm* dicke Platten zwischen Kugeln eines Schlackenbasalts bei 285 *m* südlich vom Kirchhöfelberge, aus Aragonit hervorgegangen, z. T. noch das ursprüngliche stengelige Gefüge des Aragonits zeigend.

Dolomit, Paramorphosen nach Aragonit, nicht selten im Basalttuffe südöstlich Haberzie, im Nephelinbasalte des Weinberges bei Malhostitz und des Bukowitzer Bergels westlich Hlinay, im Feldspatbasalt bei Lochtschitz und westlich davon. Die in Dolomit umgewandelten Vorkommnisse von ehemaligem Aragonit bilden Platten von verschiedener Ausdehnung und weißer oder graugelblicher Färbung, welche am Querbruch entweder dicht bis körnig erscheinen oder die faserige bzw. stenglige Struktur des Aragonits noch deutlich zeigen. Auch stalaktitische Gebilde und kleine rhomboedrische Dolomitkrystalle treten in Hohlräumen auf. F. Cornu hat diese Umwandlungen von Aragonit in Dolomit aus unserem Gebiete in Tschermaks Min. u. Petr. Mitteil., Bd. XXIII, pag. 217 u. f. beschrieben und ein Vorkommen von Haberzie analysiert, wobei sich die Zusammensetzung $CaCO_3$ 60·68, $MgCO_3$ 37·87 und $FeCO_3$ 1·45 ergab. SrO konnte nur in Spuren spektroskopisch nachgewiesen werden.

Eisenvitriol, grüne, nadelförmige Krystalle häufig auf den Klüften der im Kontakte mit Basalt verkoksten Braunkohle im Franz Josef-Stollen.

Fluorit als Bildung der Teplitz-Schönauer Thermalquellen in der Franz Josefsstraße und am Sandberge bei Teplitz-Schönau. (S. pag. 75 u. f.)

Gyps, gelegentlich in den Hangendletten der Braunkohlenflöze.

Hainit, mikroskopisch kleine Krystalle und Aggregate im Nephelinphonolith des Vogelberges, im trachytischen Phonolith des Teplitzer Schloßberges, Schneiderberges, Steinigen Berges, Schieferberges, Jedowin und Ratschen, besonders häufig in dem kleinen Phonolithkörper nordwestlich vom Ratschenberge.

Hornstein als Absatz der Teplitz-Schönauer Thermalquellen im Bereich des Thermalgebietes häufig. (S. pag. 74.)

Hyalith „in Gestalt kleiner wasserheller Träubchen oder in glatten Überzügen“ auf Kohlenbrandgesteinen nordöstlich Malhostitz

nach F. Cornu; dünne Überzüge auf durch Haldenbrand gebranntem Schlackenbasalt auf allen Braunkohlenhalden westlich Weschen.

Iddingsit in vielen Basalten, aus Olivin hervorgegangen, besonders schön im Feldspatbasalt bei Sign. 257 *m* nördlich Hertine, an der Straße von Welhenitz nach Kostenblatt bei 320 *m*, an der Straße von Hertine nach Schallan bei 190 *m*.

Korund, mikroskopisch kleiner Krystall in einem Block von Feldspatbasalt aus dem Basalttuff nordwestlich Hertine; von v. Foullon im Teplitzer Quarzporphyr nachgewiesen. (S. pag. 8.)

Magnetit in Form von „schlackigem Magneteisen" nicht selten in Basalten, besonders im Feldspatbasalt südlich Hertine entlang der Straße, welche am rechten Bielaufer nach Welboth führt, und an der Aussig-Teplitzer Eisenbahn nördlich Welboth. — Der als Gemengteil der Grundmasse in den Feldspatbasalten ungemein häufig auftretende „Magnetit" ist als isomorphe Mischung von Hercynit (Al_2O_3 . FeO), Manganomagnetit (Fe_2Mn_2) O_3 . FeO und Titanomagnetit (Fe_2Ti_2) O_3 . FeO zu betrachten wegen des geringen Gehalts an Eisenoxyd im Gestein. (S. pag. 52.)

Natrolith, gelbe, nadelförmige Aggregate oder farblose Nadeln auf Klüften oder in Hohlräumen des Phonoliths am Schneiderberge und des Trachydolerits vom Weschener Berge. Rötliche, weiße oder gelbe, krustenförmige, 0·5—1 *cm* dicke, feinfaserige bis dichte Kluftausfüllungen im Phonolith der Skala bei Frauschile, am Jedowin und Ratschenberge.

Olivin in den Basalten, besonders große Körner im leuzitführenden Feldspatbasalt bei 400 *m* südöstlich des Wachtberges südlich Boreslau.

Opal im veränderten Diatomeenschiefer nächst dem Vorkommen von Süßwasserkalk nördlich Kostenblatt.

Phillipsit in Hohlräumen eines schlackigen Feldspatbasaltes östlich vom Weschener Berge bei 240 *m*, westlich Hottowitz, bei 180 *m* nordwestlich der Malhostitzer Mühle.

Quarz. „In der Braunkohle von Teplitz bildet Faserquarz schmale Gangausfüllungen." v. Zeph., Min. Lex., II, 264. Während der Aufnahmsarbeiten konnte der nähere Fundort nicht ermittelt werden.

Rubellan mit Augit in der Paschkopole.

Sphärosiderit als Konkretionen im Braunkohlenletten.

Steatitartige Substanzen gehen aus Olivin und Biotit hervor, Paschkopole, östlich von der Augitfundstelle.

Thomsonit im schlackigen, verwitterten Nephilinbasalt, welcher aus tiefen Schlitzen und Stollen beim Bau der Modlaner Wasserleitung, südwestlich Weschen, bei 230 *m* unter dem bedeckenden Braunkohlenletten heraufbefördert worden war.

Titanit, gelbe Krystalle im Phonolith des Schneiderberges und des Schieferberges bei Ratsch nordöstlich Schallan.

Tetschen a. Elbe, Juni 1907.

Inhalt.

Seite

Allgemeines 1
Orographische Übersicht. Höhenverhältnisse. Übersicht des geologischen Aufbaues. Anordnung der Eruptivmassen entlang von Brüchen. Darstellung der Brüche.

I. Grundgebirge 5

II. Permische Eruptivgesteine 6
Teplitzer Quarzporphyr 7
Granitporphyr 9
Spalten im Quarzporphyrkörper 10

III. Obere Kreideformation 11
1. Zenoman 12
Gerölle von Quarzporphyr. Porphyr-Hornstein-Konglomerate. Sandstein. Hornstein. Geringe Mächtigkeit der „Konglomeratschichten". Klippen-Fazies.
Fauna der Teplitzer Konglomeratschichten 15
2. Oberturon 15
Cuvieri-Mergel. Hornsteinpläner. Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse.
Tiefbohrungen 19

IV. Tertiärformation 21
Gliederung 23
1. Mitteloligozän 23
Graue Letten. Sande. Quarzitblöcke. Braunkohlenflöz.
2. Oberoligozäne 26
3. Untermiozän 27
Jüngeres miozänes Süßwasserbecken. Tonige Letten. Sande. Braunkohlenflöze. Sphärosiderit. Süßwasserkalk. Miozäne Basalte. Kohlenbrandgesteine. Lagerungsverhältnisse.

Seite

Miozäne Braunkohlenflöze 32
Kohlenbrandgesteine. Porzellanjaspis. Flözasche 35
Süßwasserkalk von Kostenblatt 40
4. Tertiäre Eruptivgesteine 42
Phonolithe (Nephelin-, Hauyn-, trachytische und tephritische Phonolithe) 43
Basalttuff und Tuffit 48
Basalte (Feldspatbasalte, Leuzitführender Feldspatbasalt, Nephelin-, Leuzit- und Magmabasalte) 50
Leuzitführender Feldspatbasalt 57
Trachydolerit 61
Leuzittephrit 62
Mondhaldeit 62
Einschlüsse in Eruptivgesteinen 63
Kontaktmetamorphe Einwirkungen der Eruptivgesteine 67
5. Die Thermen von Teplitz-Schönau und ihre Absätze 67
Thermalspalten. Übersicht der Thermalquellen 67
Chemische Zusammensetzung des Thermalwassers 70
Radioaktivität der Thermen 73
Quellocker. Hornstein. Barytkrystalle 73
Bildung von Fluorit als Thermal-Erscheinung 75
Veränderung der äußeren Verhältnisse der Thermen infolge der Wassereinbrüche in die Dux-Ossegger Kohlengruben 79
Erster Wassereinbruch auf der Grube Döllinger 80
Zweiter Wassereinbruch auf Viktorin. Dritter Wassereinbruch. Vierter Wassereinbruch auf Gisela 82
V. Diluvium 88
A. Flußanschwemmungen 88
1. Älteste Flußanschwemmungen 90
2. Jüngere Flußanschwemmungen 93
3. Jüngste Flußanschwemmungen 95
B. Äolische Bildungen und deren Umlagerungsprodukte 95
VI. Alluvium 96
Technische Bemerkungen 97
Wasserführung 98
Mineralvorkommen 99

II. Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen.

Von **J. H. L. Vogt** (Christiania).

(Fortsetzung und Schluß von Bd. XXV, Heft 5, S. 412.)

Über die Verschiebung der Schmelzpunkte der Mineralien durch Druck.

Für die Abhängigkeit des Schmelzpunktes von dem Drucke gilt bekanntlich die Gleichung:

$$\frac{dT}{dp} = \frac{T\ (v_1 - v_2)}{q}$$

wo T = Schmelzpunkt (in absoluter Temp.), q = Schmelzwärme und $v_1 - v_2$ = der Unterschied der Volumina (Volumen der Gewichtseinheit) des Körpers im flüssigen und festen Zustande.

Oder in anderer Form ausgedrückt:

$$\frac{\Delta T}{\Delta p} = 10{\cdot}333 \,.\, \frac{T\ (v_1 - v_2)}{E \,.\, q},$$

wo $\frac{\Delta T}{\Delta p}$ = Änderung des Schmelzpunktes pro Atmosphäre Druckerhöhung und $E = 425$.

Wie von G. Tammann[1]) nachgewiesen, ist für Verbindungen wie die Mineralien:

$v_1 - v_2$ bei gewöhnlichem und bei mäßig hohem Druck positiv (d. i. die Mineralien erweitern ihr Volum, wenn sie bei niedrigem Druck schmelzen; sie verhalten sich also umgekehrt als Eis);

---

[1]) Siehe die Zusammenstellung seiner einschlägigen Studien in seinem Werke „Kristallisieren und Schmelzen", Leipzig 1903.

bei steigendem Druck wird $v_1 - v_2$ immer kleiner, dann bei einem sehr hohen Druck gleich Null;

bei noch höherem Druck wird $v_1 - v_2$ negativ.

Hieraus folgt nach Tammann, daß der Schmelzpunkt eines Minerals:

bei wachsendem Druck zuerst steigt, anfangs beinahe geradlinig, später immer langsamer bis zum „maximalen Schmelzpunkt"; bei noch höherem Druck nimmt der Schmelzpunkt ab.

Der maximale Schmelzpunkt der Mineralien liegt unzweifelhaft bei einem sehr hohen Druck, und zwar verschieden für die verschiedenen Mineralien. Wie hoch der betreffende Druck ist, weiß man nicht; schätzungsweise handelt es sich zufolge Mitteilung von Tammann an Doelter[1]) vielleicht um eine Zahl wie etwa 40.000 Atmosphären, wozu eine Tiefe von etwa 150 *km* entsprechen würde.

Um die Schmelzpunkterhöhung durch Druck aus der obigen Formel berechnen zu können, hat C. Barus[2]) $v_1 - v_2$ für einen Diabas beim gewöhnlichen Atmosphärendruck bestimmt und fand den Unterschied gleich 3·9%. Zufolge anderen, übrigens nur mehr oder minder approximativen Untersuchungen, die in den kürzlich erschienenen Arbeiten von Doelter (l. c. 1903) und R. A. Daly[3]) zusammengestellt sind, hat man für einige andere Mineralien und Gesteine eine etwas wechselnde prozentische Volumveränderung gefunden; es scheint sich jedoch für die meisten gesteinsbildenden Mineralien nicht um sehr beträchtliche Abweichungen zu handeln.[4])

Ferner hat Barus die latente Schmelzwärme des betreffenden Diabases experimentell zu bestimmen versucht und kam zu dem Resultat, daß dieselbe 16—24 Grammkalorien pro Gramm Substanz betragen sollte. Von seiner Bestimmung $v_1 - v_2$ ausgehend und mit Benutzung der Werte 16 bzw. 24 Kal. und T = teils 1200+273°, teils 1100+273°, berechnete Barus für den Diabas

[1]) Doelter, Zur Physik des Vulkanismus. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien. Mathem.-naturw. Kl. Bd. CXII, Abt. I, Juli 1903.

[2]) The Fusion Constants of Igneous Rocks. Phil. Mag. London, Ser. 5, XXXV, 1893; und U. S. Geol. Surv. Bull. 103.

[3]) The Mechanics of Igneous Intrusions. Amer. Journ. of Sc. XV and XVI, 1903.

[4]) Zufolge der gerade erschienenen und unten zitierten Arbeit von Day and Shepherd beträgt der Unterschied im spez. Gew. zwischen Quarz und „Quarzglas" bei 25° nicht weniger als 16%; aber zwischen Tridymit, der bei hoher Temperatur stabil ist, und „Quarzglas" ebenfalls bei 25° nur 4·5—5%.

$$\frac{\Delta T}{\Delta p} = 0{\cdot}021,\ 0{\cdot}019,\ 0{\cdot}029,\ 0{\cdot}026,\ \text{Mittel}\ 0{\cdot}025,$$

d. h. pro Atmosphäre (bei relativ niedrigem Druck) sollte der Schmelzpunkt des Diabases (oder der denselben zusammensetzenden Mineralien, hauptsächlich Plagioklas und Augit) mit zirka 0·025° steigen oder pro 100 Atmosphären mit zirka 2·5°.

Wie ich in meiner Arbeit Silikatschmelzlös. II nachgewiesen habe, ist aber Barus' Wert für die latente Schmelzwärme viel zu niedrig; dies beruht ziemlich sicher darauf, daß der geschmolzene und in das Kalorimeter eingegossene Diabas hauptsächlich zu einem Glase erstarrte; und das Glas hat keine latente Schmelzwärme. Mit Sicherheit handelt es sich um viel höhere Werte für die latente Schmelzwärme der Silikatmineralien als etwa 20 Kal.

Die „totale Schmelzwärme"

$$c_{t-0}\ (t-0) + q,$$

wo t = Schmelzpunkt, c_{t-0} = mittlere sp. Wärme zwischen $t°$ und $0°$, und q = latente Schmelzwärme,

beträgt für Mineralien, wie z. B. Diopsid, Åkermanit, Melilith usw., welche bei 1100—1250° schmelzen, zufolge zahlreicher mit einander gut übereinstimmenden experimentellen Untersuchungen verschiedener Forscher 400—450 Grammkalorien per Gramm Substanz; und zufolge einer Reihe Untersuchungen, welche ich nach der „Abkühlungsmethode" ausgeführt habe, macht die latente Schmelzwärme $^1/_5$ bis $^1/_6$ von der „totalen Schmelzwärme", von 0° berechnet, aus. Zufolge meiner in Silikatschmelzlös. II ausführlich beschriebenen Untersuchungen sollte die latente Schmelzwärme der betreffenden Mineralien ziemlich genau $^1/_5$ der „absolut-totalen Schmelzwärme" (von —273° berechnet), also

$$c_{t+273}\ (t + 273) + q$$

ausmachen. Einen jedenfalls einigermaßen ähnlichen Bruchteil der latenten Schmelzwärme von der „absolut-totalen Schmelzwärme" hat man auch für eine Reihe Metalle gefunden.

Als Bestätigung meiner Untersuchungen über die latente Schmelzwärme führe ich ferner an, daß Tammann für die „Krystallisationswärme" — den Energieunterschied der Substanz in amorphem und krystallinem Zustande — einiger Mineralien und Gesteine (Eläo-

lith), Mikroklin, Diopsid[1]), Basalt) Werte fand, die ganz gut mit den von mir bestimmten Werten der latenten Schmelzwärme übereinstimmen. Auch verweise ich auf frühere, freilich mit großen Fehlerquellen verknüpfte direkte Bestimmungen der latenten Schmelzwärme einiger Schlacken von Rinman und Gruner.

Bei meinen Untersuchungen über die latente Schmelzwärme setzte ich die Fehlergrenze teils „zu höchstens ± 15%" und teils zu „ca. 20%"; die Bestimmungen sind somit ganz approximativ; erhebliche Fehler sind aber ausgeschlossen.

Statt mit Barus' Wert, 16—24 Kal., Mittel 20 Kal., muß man für Mineralien, die bei etwa 1200° schmelzen, mit 80—100 Kal., also mit einem rund 5mal oder 4—5mal höheren Wert rechnen.

Barus hat folglich einen ungefähr 5mal zu hohen Wert für die Schmelzpunktsteigerung berechnet; statt ca. 0·025° pro Atmosphäre sollte man eher ca. 0·005° setzen.[2])

Eine Reihe Forscher, Arrhenius, Daly, Doelter[3]) (l. c., 1903), Loewinson-Lessing, Bakhuis Roozeboom und noch mehrere, haben Barus' Wert, 0·025°, verschiedenen Berechnungen und Deduktionen zugrunde gelegt; in der Tat haben sie aber alle mit einer etwa 5mal zu hohen Konstanten gerechnet und ihre Konklusionen bedürfen folglich ganz beträchtlicher Korrektionen.

Wählen wir als Beispiel ein Mineral mit Schmelzpunkt 1200° und benutzen wir Barus' Wert für $v_1 - v_2$ und den Wert 100 Kal.[4])

---

[1]) Für Leucit und Na_2SiO_3 fand Tammann freilich auffallend niedrige Werte; über einen vermuteten Versuchsfehler s. Silikatschmelzlös. II, pag. 64.

[2]) Nach Tammann bewegen sich die meisten entsprechenden Werte für organische Verbindungen usw. zwischen 0·035 und 0·02°; für eine ist jedoch nur 0·007° gefunden.

[3]) In seinen allerletzten Arbeiten, Phys.-chem. Mineralogie (1905) und Petrogenesis (1906), nimmt Doelter, ziemlich sicher durch meine Erörterung in Silikatschmelzlös. II (1904) beeinflußt, eine niedrigere Schmelzpunktsteigerung an, als er in 1903 machte.

In seiner gerade erschienenen Petrogenesis (1906) schreibt Doelter, pag. 2: „Barus hat experimentell nachgewiesen, daß bei Diabas der Schmelzpunkt pro Atmosphäre um 0·025° ansteigt." Barus' Wert 0·025° beruht jedoch nicht auf direktem Experiment, sondern auf Berechnung auf Grundlage von der theoretisch abgeleiteten Gleichung, die am Anfange dieses Abschnittes abgedruckt ist.

[4]) Statt 100 Kal. möchte man vielleicht eher 90 Kal. setzen; dies bewirkt jedoch keinen nennenswerten Unterschied in der Berechnung der Schmelzpunktsteigerung.

für die latente Schmelzwärme, also 0·5° Steigerung pro 100 Atmosphären, so erhalten wir, indem die Steigerung anfangs beinahe linear ist, folgende Schmelzpunkte:

Druck	Tiefe[1])	Schmelzpunkte
1 Atm. . .	Erdoberfläche	1200°
270 „ . .	1 *km* . .	1201·3°
2.700 „ . .	10 „ . .	1213·5°
10.000 „ . .	37 „ . .	1250°
27.000 „ . .	100 „ .	ca. 1335°

Der letztere Wert dürfte zu hoch sein, indem die Schmelzpunktkurve sich bei einem so hohen Druck wie 27.000 Atm. wegen der Annäherung an den maximalen Schmelzpunkt verflachen dürfte.

Die Schmelzpunktsteigerung ist unzweifelhaft für die verschiedenen gesteinsbildenden Mineralien etwas verschieden, wegen Variationen bezüglich v_1—v_2 wie auch bezüglich q; sie dürfte aber durchgängig ziemlich gering sein, und zwar geringer, als die früheren Forscher vorausgesetzt haben.

Die Denudation, durch welche die Tiefen-Eruptivgesteine entblößt sind, hat wahrscheinlicher Weise nur ausnahmsweise ein Maß von mehr als 10 oder höchstens 20—25 *km* erreicht; d. h. diejenigen Eruptivgesteine, die wir an der Erdoberfläche wahrnehmen, sind meist in einer Tiefe unterhalb 10 *km* (= etwa 2700 Atm.) oder jedenfalls unterhalb 25 *km* (= etwa 6700 Atm.) erstarrt. Selbst bis zu der letzteren Tiefe, 25 *km*, möchte aber die Schmelzpunktsteigerung nur mit einem Maß wie etwa 35° — für einige Mineralien etwas mehr, für andere etwas weniger — gemessen werden.

Dieser Abschnitt ist hauptsächlich ein Referat, zum Teil gar ein wörtliches Referat, von dem entsprechenden Abschnitt in Silikatschmelzlös. II, pag. 208—211.

Die geothermische Tiefenstufe ergibt bekanntlich als Mittel einer Reihe unter einander nicht unwesentlich abweichender Beobachtungen, die nur bis zu einer Tiefe von 2 *km* oder etwas darüber reichen, 1° Temperaturerhöhung pro 33 *m*. Hierdurch erhält man jedoch nur eine Andeutung von der Temperaturzunahme in den tieferen Erdschichten; eine sichere Extrapolation ist nicht gestattet.

---

[1]) Bei der Beziehung zwischen Druck und Tiefe setze ich voraus, daß der Druck nur von dem Gewicht der höher belegenen festen oder flüssigen Schichten abhängig ist; in der Tat wird aber der Druck auch von einer ganzen Reihe anderer Faktoren bedingt; hierauf gehe ich aber hier und unten nicht näher ein.

Rechnen wir ganz schätzungsweise mit einer durchschnittlichen Temperaturerhöhung gegen das Innere zu von 1° pro bzw. 33, 50 und 66 *m* und benutzen wir ferner die obigen von mir berechneten Werte der Schmelzpunkterhöhung der unter 1 Atm. bei 1200° schmelzenden Mineralien, so erhalten wir die folgende Tabelle:

Tiefenstufe	Temperatur bei			Schmelzpunktsteigerung des unter 1 Atm. bei 1200° schmelzenden Minerals	
	33 *m*	50 *m*	66 *m*		
Erdoberfläche . . .	0°	0°	0°	1200°	
10 *km*	300°	200°	150°	1213·5°	
20 „	600°	400°	300°	1227°	
30 „	900°	600°	450°	1240°	
40 „	1200°	800°	600°	1254°	
50 „	1500°	1000°	750°	1268°	Wahrscheinlich zu hoch, wegen Annäherung an den maximalen Schmelzpunkt
60 „		1200°	900°	1291°	
70 „		1400°	1050°	1295°	
80 „			1200°	1308°	
90 „			1350°	1322°	
100 „			1500°	1335°	

Indem wir daran erinnern, daß die meisten Gesteine der Erdkruste unter 1 Atm. bei etwa 1200° schmelzen, sollte die Erdkruste unter Voraussetzung der obigen Schmelzpunkterhöhung durch Druck bei einer durchschnittlichen geothermischen Tiefenstufe von bzw. 33, 50 und 66 *m*, bis zu einer Tiefe von bzw. etwas über 40 *km*, etwa 65 *km* und etwa 85—90 *km* fest sein; noch tiefer beginnt eine flüssige Zone (und nach dieser noch weiter gegen das Innere zu eine Zone mit Temperatur oberhalb der kritischen Temperatur der vorhandenen Bestandteile). Einige frühere Forscher, wie z. B. Doelter (l. c., 1903) haben bei entsprechenden hypothetischen Deduktionen mit der viel zu hohen Schmelzpunktsteigerung von Barus gerechnet und sind dadurch zu einer zu hohen Dicke der festen Erdkruste gelangt.

Über die Beziehung zwischen den Schmelzpunkten der Mineralien und der Krystallisationsfolge.

Diese Frage hat bekanntlich im Laufe der späteren Jahrzehnte Veranlassung zu vielen Meinungsdivergenzen gegeben.[1]) Einige Forscher haben das Hauptgewicht auf die Beobachtung gelegt, daß die am schwersten schmelzbaren Mineralien, wie beispielsweise Spinell, Ilmenit, Olivin, Enstatit usw., in überaus den meisten Fällen — obwohl nicht immer — zu den zuerst krystallisierenden und die am leichtesten schmelzbaren, wie beispielsweise Nephelin und Melilith,

[1]) Siehe hierüber ein ganz kurzes Referat in dem Abschnitte mit dem obigen Titel in Silikatschmelzlös. I, pag. 138—143; siehe auch ebenda, pag. 150.

in den meisten Fällen zu den zuletzt krystallisierenden Mineralien gehören. Hieraus haben sie eine gesetzmäßige Beziehung zwischen Schmelzpunkthöhe und Krystallisationsfolge ableiten wollen; einige Forscher, wie F. Fouqué et A. Michel-Lévy[1]) (1882), sind gar so weit gegangen, daß sie eine Regel für „Krystallisationsfolge nach abnehmender Schmelzbarkeit" aufgestellt haben. — Bezüglich der Mischkrystalle gelangte F. Becke[2]) auf Grundlage einer Reihe Beobachtungen bezüglich der Zonenstruktur der Mineralien zu dem Satze, daß: „in isomorphen Mischkrystallen der Erstarrungsgesteine, wofern Zonenstruktur beobachtet wird, die schwerer schmelzbaren Komponenten im Kern, die leichter schmelzbaren in der Hülle angereichert sind".

Im Gegensatz hierzu haben andere Forscher jede Beziehung zwischen Schmelzpunkthöhe und Krystallisationsfolge verneint. So schreibt beispielsweise F. Zirkel (1893): „Die Erstarrungsfolge steht in gar keiner Verbindung mit dem Grad der Schmelzbarkeit des zur Erstarrung gelangenden Minerals." Und H. Rosenbusch (1901): „Daß die Reihenfolge der Aussonderungen keine Funktion der Schmelzpunkte ist, hat schon Bunsen (1861) dargetan und ergibt sich aus . . . der nach R. Cusack zusammengestellten Reihe wichtigster gesteinsbildender Mineralien nach abnehmenden Schmelzpunkten." — Und C. Doelter polemisiert noch 1904[3]) und 1905[4]) gegen die von mir in meiner Arbeit Silikatschmelzlös. gelieferte Darstellung, der ich in nachstehendem zu einem großen Teil folge.

Zu näherer Erörterung müssen wir die Krystallisationsfolge 1. von voneinander unabhängigen Komponenten und 2. von Mischkrystallkomponenten für sich besprechen.

Über die Beziehung zwischen der Zusammensetzung des Eutektikums und den Schmelzpunkten der Komponenten im binären System.

Im binären System hängt die Lage des Eutektikums ab: *a)* von dem Verlaufe der zwei Tangenten am Origo (bei 100% a, bzw. 100% b) der zwei Schmelzkurven; *b)* von der „Krümmung" der zwei Schmelz-

---

[1]) Synthèse des minéraux et des roches.

[2]) Über Zonenstruktur der Krystalle in Erstarrungsgesteinen. Diese Zeitschr., XVII, 1898.

[3]) Die Silikatschmelzen, I.

[4]) Phys.-chem. Mineralogie.

kurven (siehe hierüber diese Zeitschr., XXIV, pag. 468—470 und Fig. 8 ebenda).

Der Schnittpunkt der zwei Tangenten (x_e', s. diese Zeitschr., XXIV, Fig. 8) gibt mehr oder minder approximativ die Zusammensetzung des Eutektikums (x_e) an; bei derselben Art der Krümmung der zwei Schmelzkurven wird der Unterschied $x_e'-x_e$ — besonders wenn x_e einigermaßen in der Mitte zwischen 100% a und 100% b fällt — nicht sehr bedeutend; anders dagegen, wenn die zwei Schmelzkurven verschiedenartige Krümmung ergeben, indem in diesem Falle der Unterschied $x_e'-x_e$ ganz hoch ausfallen kann.

Die Größe x_e' — also die mehr oder minder approximative Bestimmung der Zusammensetzung des Eutektikums — läßt sich berechnen; siehe die Gleichung in d. Z., XXIV, pag. 470. x_e' ist eine Funktion von T_a, T_b (Schmelzpunkten), q_a, q_b (latenter Schmelzwärme), n_a, n_b (Molekulargewichten) und $\varkappa_\alpha$, $\varkappa_\beta$ (elektrolytischer Dissoziation).

Wie ich in Silikatschmelzlös. II, pag. 130—135, durch eine Diskussion der quantitativen Bedeutung der verschiedenen Faktoren in der Gleichung für x_e' erörtert habe, übt der Schmelzpunktunterschied, T_b-T_a, den relativ wichtigsten Einfluß auf die Zusammensetzung von x_e' aus. Die anderen Faktoren, nämlich die latente Schmelzwärme, die Molekulargewichte und die elektrolytische Dissoziation, sind in der Regel von relativ mehr untergeordneter Bedeutung; dabei ist auch zu berücksichtigen, daß diejenigen Mineralien, welche hohe Schmelzpunkte haben, sich in den meisten Fällen auch durch verhältnismäßig hohe latente Schmelzwärme kennzeichnen dürften.

Als Resultat der Erörterung folgt:

Im binären System liegt das Eutektikum, wenn die zwei Schmelzpunkte genau oder annähernd gleich hoch sind, jedenfalls annähernd in der Mitte zwischen a und b;

bei einem nicht allzu kleinen Schmelzpunktunterschied rückt das Eutektikum in der Richtung nach der am leichtesten schmelzbaren Komponente hin;

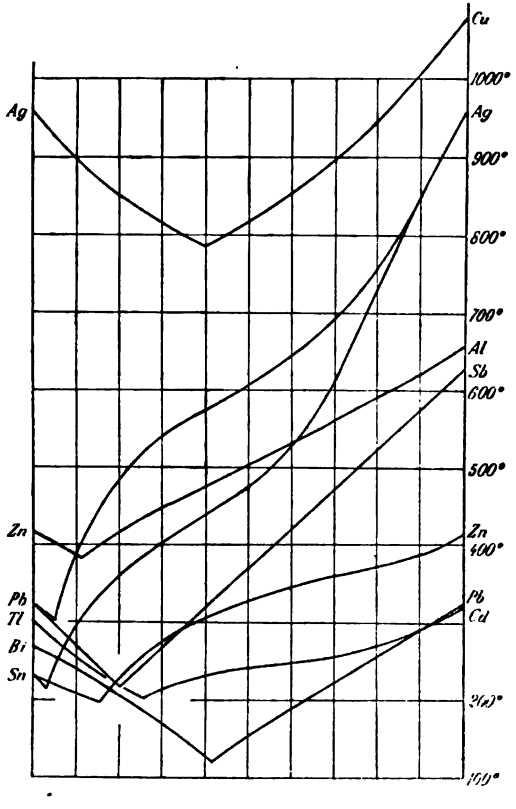
und wo der Schmelzpunktunterschied — sowohl absolut wie relativ[1]) gerechnet — sehr beträchtlich ist, liegt

[1]) Nämlich relativ im Verhältnis zu dem absoluten Nullpunkt.

das Eutektikum in der Nähe der am leichtesten schmelzbaren Komponente.

Nicht unwesentliche Abweichungen von diesen Regeln mögen freilich eintreten, wenn die zwei Schmelzkurven eine verschiedenartige Krümmung ergeben, wie auch bei großen Unterschieden in

Fig. 26.

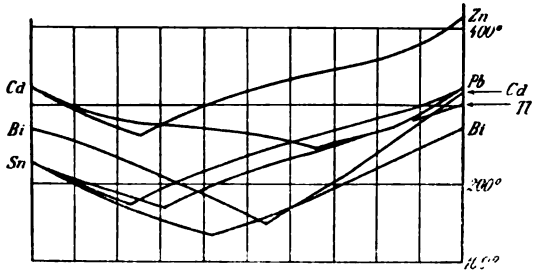


bezug auf die latenten Schmelzwärmen, die Molekulargewichte und die elektrolytische Dissoziation.

— Zur Verifikation der obigen Erörterung reproduziere ich nach Bakhuis Roozebooms: Die heterogenen Gleichgewichte vom Standpunkte der Phasenlehre, H. II, Teil I, 1904, wo die Originalquellen zitiert sind, eine Reihe Schmelzkurven-Diagramme (siehe Fig. 26 und 27) für binäre Legierungen, wo das Metallverhältnis in Atomprozent (und nicht in Gewichtsprozent) angegeben ist. Ferner stelle

ich die in Roozebooms Arbeit pag. 199 gegebenen Zahlenwerte tabellarisch zusammen, indem ich die einzelnen Beobachtungen nach abnehmendem Atomprozent von der am schwersten schmelzbaren Komponente in dem Eutektikum ordne. Ich füge dabei hinzu zwei Kolonnen über den Schmelzpunktunterschied der zwei Metalle, teils

Fig. 27.



in Grad Celsius und teils in Prozent von der absoluten Temperatur des am schwersten schmelzbaren Metalls.

Komponente (mit Schmelzpunkt in Grad Celsius)		Schmelzpunkt-unterschied		Eutektikum	
		in ° C	in Proz. d. absol. Temp.	Temperatur in ° C	Zusammensetzung (Atomprozent der schwerschmelzbar. Komponente)
Cd 318	Pb 322	4	0·7	249	67·3 Atomproz.
Bi 268	Cd 318	50	8	149	55·7 „
Bi 268	Pb 322	54	9	125	43·8 „
Sn 232	Bi 268	36	7	135	42 „
Ag 960	Cu 1081	121	9	778	40 „
Sn 232	Cd 318	86	15	178	31·2 „
Sn 232	Tl 301	69	12	170·2	31 „
Tl 301	Cd 321	20	3·4	203·5	27·2 „
Cd 320	Zn 418·5	98·5	14	264	26·5 „
Sn 232	Pb 322	90	15	183	23 „
Pb 326	Sb 632	306	33	228	20·5 „
Sn 232	Zn 418·5	186·5	27	198	16 „
Zn 418·5	Al 654	235·5	25	381	11 „
Pb 328	Ag 960	632	51	303	4·4 „
Sn 232	Ag 960	728	59	221	3·8 „

Aus den graphischen Darstellungen (Fig. 26 und 27) und der Tabelle erblickt man den dominierenden Einfluß des Schmelzpunktunterschieds der zwei Komponenten auf die Zusammensetzung des Eutektikums; dabei sieht man aber auch, daß die vielen anderen Faktoren gelegentlich von einer nicht unwesentlichen Tragweite sind.

Bei sehr großem Schmelzpunktunterschied, wie zwischen Pb und Ag oder zwischen Sn und Ag, besteht das Eutektikum aus nur zirka 4% von dem am schwersten gegen zirka 96% von dem am leichtesten schmelzbaren Metall.

Zu demselben Resultat über die Beziehung zwischen Schmelzpunkthöhe und Eutektikum gelangt man bekanntlich auch durch das Studium von binären Gemischen von Salzen, wie Chloriden, Nitraten usw.

Bezüglich der Zusammensetzung der Eutektika der Silikate sind die bisherigen, besonders von mir ausgeführten Bestimmungen spärlich in Zahl wie auch mit großen, in den meisten Fällen gar mit sehr großen Fehlerquellen verknüpft; auch sind die älteren Bestimmungen der Schmelzpunkte der betreffenden Mineralien in der Regel wenig genau.

Die verhältnismäßig genaueste Bestimmung gilt dem Eutektikum Orthoklas: Albit, das freilich einer Mischkrystallkombination (Typus V) angehört, das aber hier besprochen werden darf, weil dieser Typus ein Eutektikum ergibt. — Wie aus der Zusammenstellung in d. Z. XXIV, pag. 535, hervorgeht, liegt dieses Eutektikum bei ca. 42% Or: 58% Ab; hierzu entspricht ziemlich genau 50% Orthoklas (enthaltend ca. 72% Or + 28% Ab) und 50% Albit (enthaltend ca. 88% Ab + 12% Or). — Orthoklas und Albit haben beinahe gleich hohe Schmelzpunkte, ferner beinahe gleich hohe Molekulargewichte, nach aller Wahrscheinlichkeit auch beinahe gleich hohe latente Schmelzwärmen usw. Die Lage des Eutektikums wäre somit a priori bei ca. 50% Orthoklas: 50% Albit oder ziemlich genau in der Mitte zwischen i und g (d. Z. XXIV, Fig. 17 und hier Fig. 28 oben links) zu erwarten; dies ist auch durch die Beobachtung festgestellt worden.

In betreff der anderen Bestimmungen verweise ich auf meine früheren Arbeiten. (Siehe d. Z. XXIV, pag. 464—468, 471, ferner XXV, pag. 376—385.)

Zur Übersicht gebe ich eine tabellarische Zusammenstellung wie auch eine graphische Darstellung (Fig. 28).

Schmelzpunkt in Grad Celsius	Schmelzpunkt-Unterschied		Eutektikum (Gewichtsprozent der schwerschmelzbaren Komponente)
	in °C	in Proz. d. absol. Temp.	
Orthokl. ca. 1225, Albit ca. 1225	beinahe Null		50% Orthokl. : 50% Albit
Åkermanit 1175, Augit 1225	ca. 50	ca. 3	etwa 40% Augit
Rhodonit, Tephroit	wenig		ca. 36% Tephroit
Melilith 1150, Anorthit 1532	ca. 350	ca. 20	etwa 35% Anorthit
Diopsid 1225[1]), Olivin 1400[1])	ca. 175	ca. 10	ca. 32% Olivin
Melilith 1150, Olivin 1400[1])	ca. 250	ca. 15	ca. 26% Olivin
Orthoklas 1225, Quarz ca. 1600[2])	ca. 375	ca. 20	etwa 27·5% Quarz
Albit 1225, Quarz ca. 1600[2])	ca. 375	ca. 20	etwa 27·5% Quarz

Die Zusammensetzung der Eutektika Orthoklas : Albit, Orthoklas : Quarz und Albit : Quarz beziehen sich auf die in Eruptivgesteinen bei mehr oder minder hohem Druck erstarrten Eutektika; die Bestimmungen der Schmelzpunkte derselben Mineralien gelten dagegen bei gewöhnlichem Druck. Weil aber die Schmelzpunktsteigerung durch Druck für die Silikatmineralien nicht sehr erheblich ist, wird diejenige Fehlerquelle, die wir durch Ersetzung der Schmelzpunkte bei gewöhnlichem statt bei hohem Druck erhalten, nicht sehr erheblich; uns interessiert in dieser Verbindung namentlich der Schmelzpunktunterschied (T_a—T_b) und dieser wird durch Druck nicht sehr stark verschoben.

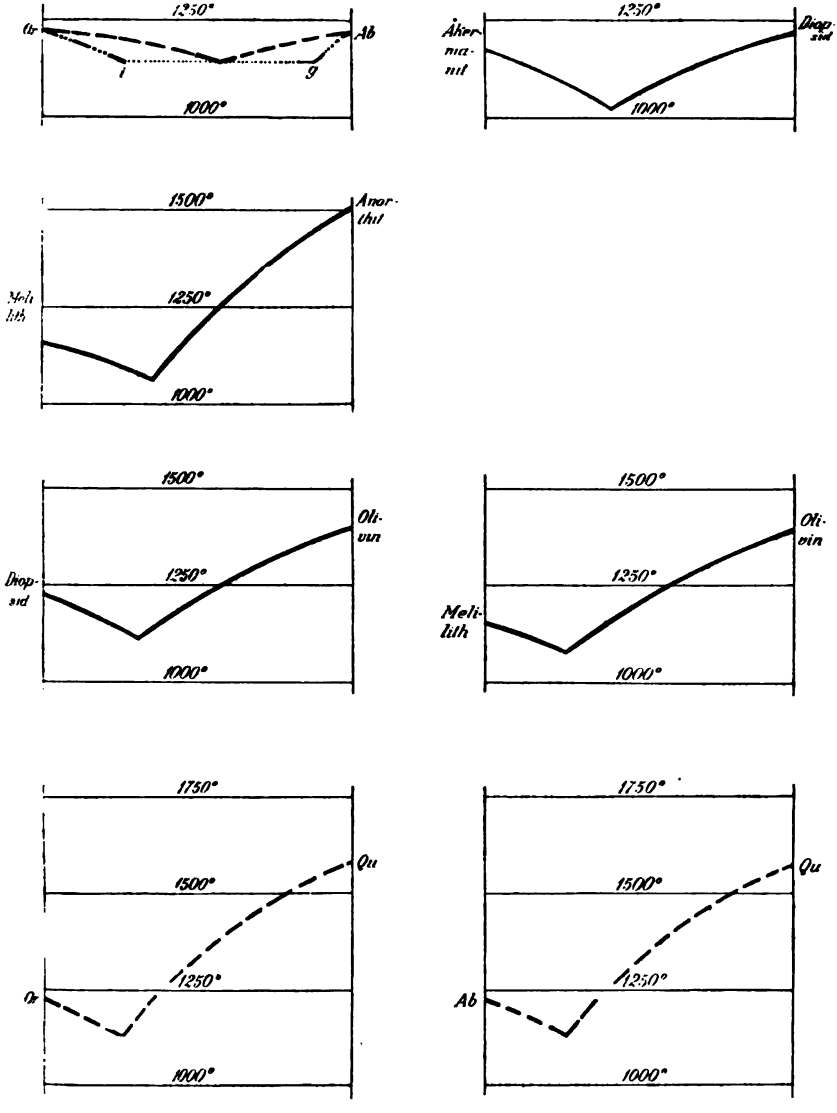
Für die Kombinationen Orthoklas : Albit, Orthoklas : Quarz und Albit : Quarz ist der Betrag der Schmelzpunkterniedrigung an der graphischen Darstellung nur nach einem willkürlichen Ermessen aufgezogen und deswegen mit punktierten Linien gezeichnet worden; für die anderen Kombinationen, die in Fig. 28 dargestellt sind, haben wir jedenfalls etwas Material zur Bestimmung des Betrages der Erniedrigung an dem Eutektikum. Die Krümmung der Schmelzkurven ist aber willkürlich ein-

---

[1]) Zufolge der gerade erschienenen Arbeit von Doelter, Über die Schmelzpunkte der Silikate (Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss., Wien, mathem.-naturw. Kl., vorgelegt am 21. Juni 1906) sind die Schmelzpunkte von eisenfreiem Diopsid und Olivin etwas höher, als hier aufgeführt.

[2]) Zufolge der gerade erschienenen Arbeit von Day and Shepherd. — Der Schmelzpunkt gilt übrigens nicht Quarz, sondern Tridymit, indem Quarz bei hoher Temperatur in Tridymit übergeht.

Fig. 28.



gezeichnet; statt Kurven möchte man bei dieser Übersicht ebenso gut gerade Linien benutzt haben.

— Ich benutze hier nicht Atom-, sondern Gewichtsprozente, und zwar namentlich, weil die Molekulargröße des gelösten oder geschmolzenen Quarzes ganz unbekannt ist; falls für den gelösten Quarz eine Polymerisation des Moleküls, für die anderen gelösten Mineralien eine solche dagegen nicht vorläge, würde man ein irrleitendes Bild durch Benutzung der einfachen Molekulargewichte bekommen.

— Nachdem das Manuskript zu dieser Abhandlung beinahe fertig geschrieben war, erschien die höchst interessante Arbeit von Arthur L. Day and E. S. Shepherd (with optical Study by Fred. E. Wright) „The Lime-Silica Series of Minerals“[1]), wo zum ersten Male in der Wissenschaft eine Präzisionsuntersuchung über die Schmelzkurven von Silikatsystemen geliefert wird.

In Fig. 29 reproduziere ich das von Day und Mitarbeitern gegebene Schmelzkurvendiagramm zwischen Tridymit und α-$CaSiO_3$, zwischen α-$CaSiO_3$ und α-Ca_2SiO_4[2]) und zwischen α-Ca_2SiO_4 und CaO. Ich finde es nicht nötig, an Fig. 29 die Umwandlungskurven zwischen α-$CaSiO_3$ (= pseudohexagonale Form) und β-$CaSiO_3$ (= Wollastonit), zwischen α-Ca_2SiO_4 und β-Ca_2SiO_4 und ferner zwischen β-Ca_2SiO_4 und γ-Ca_2SiO_4 mitzunehmen.[3]) — Die voll

---

[1]) Amer. Journ. of Sc. Vol. XXII, Okt. 1906. (Vergl. auch diese Zeitschr., XXVI, 169. Zusatz unter der Korrektur).

[2]) Bei der Schmelzung von $4CaO . 3SiO_2$ (ohne MgO usw.) wurde nicht Akermanit, sondern eine Mischung von $CaSiO_3$ und Ca_2SiO_4 erhalten. Selber habe ich (s. Silikatschmelzlös. I, pag. 64) früher betont, daß „die Bildung der Melilithmineralien freilich durch eine reichliche Ca-Menge in dem Schmelzfluß bedingt wird, daß aber ein ganz reiner Ca-Melilith ($1\,Ca_3Al_2Si_2O_{10} : 1\,Ca_4Si_2O_{10}$) — ohne Mg, Fe, Mn, Na_2, K_2 — nicht zu existieren scheint; für die Entstehung des Meliliths scheint es nötig zu sein, daß jedenfalls etwas Ca durch Mg, Fe, Mn, Na_2, K_2 ersetzt wird; jedenfalls ist es sicher, daß eine mehr oder minder untergeordnete Menge dieser letzteren Elemente die Bildung des Meliliths in hohem Grade befördert.“ — Auch die Bildung von Åkermanit verlangt eine Ersetzung von etwas Ca durch Mg, Fe usw.

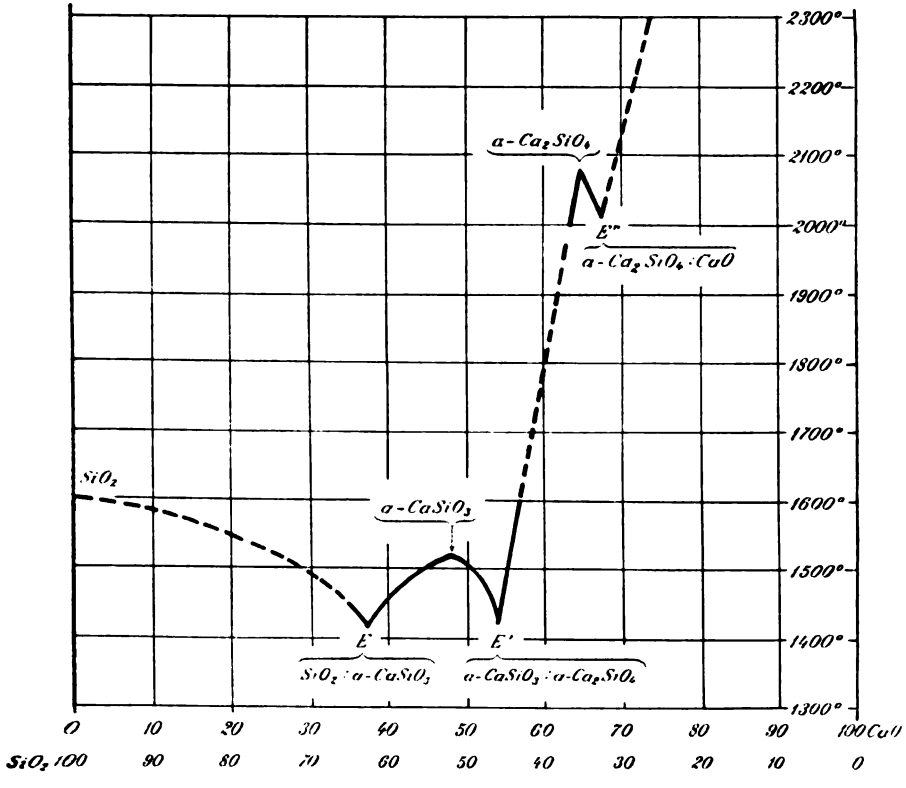
[3]) α-Ca_2SiO_4 hat sp. Gew. 3·27 und β-Ca_2SiO_4 3·28; γ-Ca_2SiO_4 dagegen nur 2·97. Bei dem Übergang zu der γ-Form wird somit das Volumen um nicht weniger als ca. 10 (!) Prozent vergrößert. Hieraus resultiert eine Desintegration oder „dusting“ bei der Abkühlung von dem Ca-Orthosilikat wie auch von Schmelzen, welche diese Verbindung in reichlicher Menge führen. — Das „Zerfallen zu Staub“ von basischen und an CaO sehr reichen Hochofenschlacken ist eine längst in der Technik beobachtete Erscheinung. Diesbezüglich verweise ich auf Silikatschmelzlös. I, pag. 94.

ausgezogenen Teile der Schmelzkurven beruhen auf exakten Messungen; die punktierten Teile der Schmelzkurven sind nur nach Ermessen ausgezogen.

Die uns interessierenden wichtigsten Bestimmungen sind:

Schmelzpunkt von Tridymit . . . . ca. 1600°
„ „ α-$CaSiO_3$ . . . . 1512°

Fig. 29.



Zusammensetzung des Eutektikums Tridymit: α-$CaSiO_3$ = 63% SiO_2 + 37% CaO und Schmelzpunkt des Eutektikums bei

---

wo ich — im Gegensatz zu den älteren Deutungen — die Erklärung darin suchte, daß die bei hoher Temperatur gebildete Verbindung Ca_2SiO_4 bei der Abkühlung nach einer Zeit in eine andere Modifikation übergeht. Diese meine Annahme ist jetzt durch die Untersuchung von Day and Shepherd bestätigt worden.

1418° (die Bestimmungen, unter denen jede ein Mittel von vielen einzelnen Beobachtungen ist, sind 1420°, 1418°, 1418°, 1421°, 1413°).

Schmelzpunkt von α-Ca_2SiO_4 . . . 2082°.

Zusammensetzung des Eutektikums α-$CaSiO_3$: α-Ca_2SiO_4 = 46% SiO_2 + 54% CaO und Schmelzpunkt des Eutektikums bei 1430° (die Bestimmungen sind 1432°, 1430°, 1433°, 1429°, 1431°, 1426°, 1429°).

Dann gibt es auch ein Eutektikum (bei 32½% SiO_2 + 67½% CaO und bei 2015°) zwischen α-Ca_2SiO_4 und CaO, dessen Schmelzpunkt sehr hoch liegt (höher als 2000°).

Diese Präzisionsuntersuchungen bestätigen die von mir auf Grundlage ganz roher und approximativer Untersuchungen gezogenen generellen Schlüsse bezüglich der ganz bedeutenden an dem Eutektikum stattfindenden Schmelzpunkterniedrigungen in den Silikatschmelzlösungen.[1])

Die Lage der Eutektika Tridymit: α-$CaSiO_3$ und α-$CaSiO_3$: α-Ca_2SiO_4 berechnen sich aus den oben referierten Daten:

Komponenten (mit Schmelzpunkten) in °C.	Eutektikum	
	Temperatur in °C.	Zusammensetzung (Gew.-Proz. der schwerschmelzbaren Komponente)
α-$CaSiO_3$ 1512; Tridymit 1600	1418	ca. 23% Trydimit
α-$CaSiO_3$ 1512; α-Ca_2SiO_4 2082	1430	ca. 35% α-$CaSiO_3$

Wir finden somit hier wie auch bei dem Eutektikum α-Ca_2SiO_4 : CaO, daß das Eutektikum viel näher der am leichtesten als der am schwersten schmelzbaren Komponente liegt.

---

[1]) Aus der Arbeit von Day und Mitarbeitern ergibt sich unter anderem, wie irreleitend eine Reihe von Doelters Behauptungen bezüglich des Eutektikums der Silikate sind. — Die Unzulänglichkeit mehrerer der von Doelter benutzten Arbeitsmethoden wird von Day klar dargelegt. — Bezüglich der Art und Weise, in welcher Doelter gelegentlich seine Polemik führt, bemerken Day und Mitarbeiter (pag. 269): „This question of methods of attack in problems of wide scope and considerable difficulty is not an academic one." . . . „This seems to be unfortunate and unproductive criticisme." . . . „Our principle in the choice of methods is therefore diametrically opposed to Doelter's."

— Die bisherigen Beobachtungen bezüglich der binären Silikat-Eutektika ergeben in ähnlicher Weise wie bei den binären Eutektika von Metallen, Chloriden, Nitraten usw., daß das Eutektikum bei Komponenten mit ungefähr gleich hohen Schmelzpunkten jedenfalls annähernd in der Mitte zwischen den zwei Komponenten liegt; bei bedeutendem Schmelzpunktunterschied nähert sich dagegen das Eutektikum der am leichtesten schmelzbaren Komponente.

Über die Beziehung zwischen Mischkrystalltypus und Schmelzpunkthöhe der Komponenten im binären System.

Bei Typus I (cfr. d. Z. XXIV, pag. 444, Fig. 4, wo T_a größer als T_b ist) wie auch bei Typus IV wird die am schwersten schmelzbare Komponente (a) über das ganze Spatium zwischen a und b in den „ersten" Mischkrystall konzentriert; dasselbe gilt auch für die Strecke Max.-b[1]) bei Typus II, für Min.-a bei Typus III und für E-a bei Typus V, während andererseits die am leichtesten schmelzbare Komponente für die Strecke Max.-a bei Typus II, Min.-b bei Typus III und E—b bei Typus V in den ersten Mischkrystall sich anreichert.

Falls man voraussetzen könnte, daß die verschiedenen binären Mischkrystallkombinationen sich gleichmäßig auf die fünf Typen verteilten und daß Max., Min. und E. genau in der Mitte zwischen a und b lägen, würde sich somit in 70% der sämtlichen Fälle die am schwersten und nur in 30% die am leichtesten schmelzbare Komponente in den ersten Mischkrystall konzentrieren. In der Tat darf man aber — sowohl auf Grundlage von aprioristischen Schlüssen[2]) wie auch gestützt auf die bisherigen Beobachtungen[3]) — annehmen, daß eine prozentisch sehr große Anzahl der kontinuierlichen Mischkrystallkombinationen Typus I angehört[4]); und ferner dürfte bei

---

[1]) In d. Z. XXIV, pag. 444, Fig. 4 ist bei Typus II durch einen Schreibfehler Min. statt Max. gesetzt.

[2]) Infolge Roozeboom (Zeitschr. f. phys. Ch., XXXIII, 1899, pag. 397) „wächst die Möglichkeit einer Kurve mit Maximum oder Minimum mit der Annäherung der Schmelzpunkte der beiden Komponenten". Andererseits wird bei den kontinuierlichen Mischungsreihen mit großem Schmelzpunktunterschied, T_a—T_b, Typus I in den meisten Fällen eintreten.

[3]) Ich verweise auf die Tabelle in d. Z. XXIV, pag. 542.

[4]) Ich protestiere gegen das folgende Referat von Doelter in phys.-chem. Min., 1905, pag. 65: „J. H. L. Vogt (Silikatschmelzlös. I) glaubt nun, daß die ver-

einem Schmelzpunktunterschied zwischen a und b das Max. bzw. E. bei Typus II bzw. V in der Regel näher zu a als zu b, das Min. bei Typus III dagegen in der Regel näher zu b als zu a liegen.

Als Resultat bekommen wir somit, daß die am schwersten schmelzbare Komponente sich in überaus den meisten Fällen in den ersten Mischkrystall konzentrieren muß und daß die Anreicherung der am leichtesten schmelzbaren Komponente in den ersten Mischkrystall nur ziemlich selten eintreten möchte. Die wichtigste Ausnahme bildet die Strecke b—E bei Typus V.

Die eruptiven Magmen sind im allgemeinen sehr komplexe Lösungen, bestehend aus einer Reihe Komponenten, die teils von einander unabhängig sind und teils miteinander Mischkrystalle bilden; dabei haben auch häufig mehrere Komponenten ein gemeinschaftliches Jon, wodurch eine Löslichkeitserniedrigung bewirkt wird; über das letztere siehe einen nachfolgenden Abschnitt.

Durch die bedeutende Anzahl Komponenten werden die Beziehungen zwischen Schmelzpunkthöhe und Krystallisationsfolge verwickelter ausfallen. Das Essentielle bei den oben nur für binäre Systeme abgeleiteten Gesetzen — nämlich bei unabhängigen Komponenten mit weit voneinander liegenden Schmelzpunkten die Lage des Eutektikums weit von der am schwersten schmelzbaren Komponente und bei Mischkrystallkomponenten in den meisten Fällen die Konzentration der am schwersten schmelzbaren Komponente in den ersten Mischkrystall — bleibt jedoch bestehen.

Die Krystallisationsfolge bei unabhängigen Komponenten beruht — bei genügend langsamer Abkühlung — hauptsächlich auf der

---

schiedenen Mineralien der Eruptivgesteine sich gleichmäßig auf die fünf Erstarrungstypen von Bakhuis Roozeboom verteilen." Ausdrücklich wurde von mir in der betreffenden Arbeit, pag. 150, betont, daß „in der Tat ziemlich viele der am meisten verbreiteten Mineralien zum Typus I zu gehören scheinen".

Nachtrag. In seiner allerletzten Arbeit: „Über die Schmelzpunkte der Silikate" (l. c., vorgelegt in Wien Juni 1906) bestätigt Doelter durch neue experimentelle Untersuchungen die von mir auf andere Weise gezogenen Schlüsse, nämlich daß die Olivinkombination $Mg_2SiO_4 : Fe_2SiO_4$ und die Diopsidkombination $MgCaSi_2O_6 : FeCaSi_2O_6$ dem Typus I angehören.

Lage des Eutektikums; dabei muß auch die Übersättigung mit zugehörigen Erscheinungen, besonders bei relativ schneller Abkühlung berücksichtigt werden.[1])

Aus der Lage des Eutektikums folgt die frühzeitige Krystallisation der sehr schwer schmelzbaren Mineralien, wenn dieselben in genügend reichlicher Menge vorhanden sind. Beispiele hiervon liefern Korund, Spinell, Olivin usw.[2]), dann auch der Quarz. Das Eutektikum dieses letzteren Minerals mit den Feldspaten liegt (s. d. Z. XXV, pag. 376 bis 387) rund bei etwa 27·5 Gewichtsprozenten Quarz : 72·5 Gewichtsprozenten Orthoklas oder Albit; es bedarf somit einer nicht unbeträchtlichen Beimischung von Quarzkomponenten[3]) in der Lösung — nämlich mehr als etwa 27·5% —, um die frühzeitige Krystallisation des Quarzes hervorzurufen.

Daß die relativ leichtschmelzbaren Mineralien, wie z. B. Nephelin, Melilith usw., wenn sie nicht in besonders reichlicher Menge vorhanden sind, erst auf einer verhältnismäßig späten Stufe zu krystallisieren beginnen, ist längst bekannt und bedarf deswegen keiner näheren Besprechung.

---

[1]) Doelter behauptet an mehreren Stellen in seinen späteren Arbeiten (s. z. B. d. Z. XXV, pag. 209), daß ich in meiner Arbeit Silikatschmelzlös. I und II zur Deutung der Krystallisationsfolge „nur das Verhältnis zur eutektischen Mischung berücksichtigt" habe; seine Behauptung ist jedoch irreleitend. — Ich verweise auf Silikatschmelzlös. I, pag. 104, 105, 133—136 usw., II, pag. 156—169 usw., wo ich die Bedeutung der Übersättigung, besonders bei relativ schneller Abkühlung, distinkt hervorgehoben habe.

— Nebenbei bemerke ich, daß der physikalisch-chemische Begriff Übersättigung gelegentlich noch in den späteren Jahren von Mineralogen und Petrographen in einer irreleitenden Weise benutzt wird. So behält Tschermak (Lehrb. d. Min., 1905, pag. 315) und Weinschenk (Allgemeine Gesteinskunde, 1902. I, pag. 56) den von Morozewicz stammenden Ausdruck „mit Tonerde übersättigte Silikatschmelzen", was nur besagt, daß die Schmelzen mehr Al_2 führen, als nach dem Verhältnis 1 Na_2, K_2, Ca usw. : 1 Al_2 (cfr. Silikatschmelzlös. I, pag. 78, und B. Vukits, Zentralbl. für Min., Geol., Pal., 1905, pag. 362).

[2]) In betreff der frühzeitigen Krystallisation dieser Mineralien sind auch andere Momente, die wir unten besprechen werden, zu berücksichtigen, so die Mischkrystallkombinationen in stark komplexer Lösung, welche gelegentlich zu einer frühzeitig abgeschlossenen Krystallisation der schwer schmelzbaren Komponente führen mögen, dann auch die Löslichkeitserniedrigung durch ein gemeinschaftliches Jon.

[3]) Diejenige SiO_2-Menge, welche in den fraglichen Verbindungen wie etwa H_2SiO_3 eingehen möchte, kommt in der Lösung nicht als „Quarzkomponente" in Betracht; s. d. Z. XXV, pag. 412.

— Als Bestätigung der obigen Erörterung in betreff der Mischkrystalle verweise ich namentlich auf die schon oben (pag. 111) erwähnte Untersuchung von Becke vom Jahre 1898, dessen auf Beobachtung basierte Konklusion für die meisten Fälle zutreffend ist; siehe auch meine Erörterung (d. Z. XXIV, pag. 486) über die Krystallisationsfolge zwischen Enstatit und Augit.

— Die besonders von französischen Forschern früher verfochtene Regel über eine „Krystallisationsfolge nach abnehmender Schmelzbarkeit" ist freilich in ihrer schroffen Form nicht richtig; sie enthält aber wie so viele frühere auf Empirie basierten Regeln einen Kern von Wahrheit.

Über den Einfluß des Druckes auf die Krystallisationsfolge.

Viele der gesteinsbildenden Mineralien, wie Olivin, die Pyroxene, die Feldspate, Nephelin, Cordierit, Sillimannit, Magnetit, Spinell, Eisenglanz, Korund, Perowskit, Titanit, Apatit usw., bilden sich sowohl in den Silikatschmelzen wie in den Decken-, Gang- und Tiefengesteinen, also bei gewöhnlichem Druck und relativ schneller Abkühlung wie auch bei hohem Druck und sehr langsamer Abkühlung (s. d. Z. XXIV, pag. 461—463); ferner auch sowohl in den trockenen Silikatschmelzen wie in den hydato-pyrogenen Magmen, also sowohl ohne wie mit Gegenwart von magmatischem Wasser. Und Quarz bildet sich sowohl in den Decken- wie auch in den Gang- und Tiefengesteinen, also sowohl bei nicht allzu schneller Abkühlung und etwas erhöhtem Druck wie auch bei sehr langsamer Abkühlung und sehr hohem Druck. — Alle diese Mineralien, die, zufolge Ermessen auf Grundlage der von F. W. Clarke[1]) gelieferten Tabelle über die relative Verbreitung der Mineralien mindestens 80% der Mineralien der Eruptivgesteine ausmachen, mögen sich somit aus den Eruptivmagmen unabhängig von Zeit und Druck ausscheiden; ferner sind alle diese Mineralien bestandsfähig innerhalb des Temperaturstadiums von ihrer Ausscheidung aus den Lösungen und hinunter zu der jetzigen Temperatur.[2])

[1]) Analyses of rocks etc. U. S. Geol. Surv. Bull. Nr. 228; 1904.

[2]) Wie Day and Shepherd (l. c.) ganz neulich nachgewiesen haben, wandelt Quarz sich bei mittelmäßig hoher Temperatur in Tridymit um. Der Umwandlungs-

Für eine Reihe anderer Mineralien wird dagegen die Auskrystallisation aus Silikatschmelzlösung durch eine gewisse — für einige Mineralien minimale, für andere maximale — Grenze in bezug auf Druck oder Zeit oder beide kombiniert bedingt (s. d. Z. XXIV, pag. 461—463). Auch gibt es unter den gesteinsbildenden Mineralien mehrere, die nur bis zu einer gewissen Temperaturgrenze stabil sind.[1])

Insofern wir bisher wissen, erfordert die Auskrystallisation von Hornblende und von Granat aus Silikatschmelzlösung einen hohen Druck.[2]) Biotit krystallisiert schon bei gewöhnlichem Druck aus Silikatschmelzfluß[3]), doch wahrscheinlich nur bei Gegenwart von Fluorid; die Bildung der meisten Glimmermineralien scheint doch nur bei hohem Druck stattfinden zu können; so ist der Muskovit bisher nur in Tiefengesteinen nachgewiesen. — Die Bildung von HO-haltigen Hornblenden und Glimmern setzt ein hydato-pyrogenes Magma voraus; primäre Bildung von Cancrinit kann nur bei

---

punkt liegt bei Gegenwart von „Katalysatoren", wie KCl + LiCl, bei etwa 800°. Oberhalb dieser Temperatur bildet sich Tridymit; unterhalb derselben dagegen Quarz.

Die Untersuchung z. B. der Quarzporphyre ergibt, daß die am Beginn der Krystallisationsperiode ausgeschiedenen „Einsprenglinge" von Quarz als solche — und nicht anfänglich als Tridmyit — gebildet wurden; die Krystallisation fand somit unterhalb des — unter dem vorhandenen Drucke und den anderen chemischen und physikalischen Faktoren — für Quarz geltenden stabilen Stadiums statt.

Weil die Umwandlung Quarz $\rightleftarrows$ Tridymit schon bei einer überraschend niedrigen Temperatur früher nicht bekannt war, habe ich in den früheren Abschnitten dieser Arbeit gelegentlich diesbezüglich Ausdrücke benutzt, die nicht ganz korrekt sind; dies beeinflußt jedoch nicht den Hauptinhalt meiner Erörterung.

[1]) Seitdem meine Besprechung über den Wollastonit in d. Z. XXIV, pag. 461, geschrieben wurde, ist die dort erwähnte Untersuchung von dem geophysischen Carnegie-Laboratorium in Washington „On wollastonite and pseudo-wollastonite, polymorphic forms of calcium metasilicate" in Amer. Journ. of Sc., XXI, Febr. 1906, erschienen.

[2]) In dieser Verbindung verweise ich auf die sehr interessante Darstellung von F. Becke, Über die Beziehung von Pyroxen und Amphibol in den Gesteinen in d. Z. XVI, pag. 327—335.

[3]) Siehe meine Arbeiten: Studien über Schlacken, 1884, und Mineralbildung in Schmelzmassen, 1892. — Am 4. Februar 1887 las ich in der Ges. d. Wiss. zu Kristiania über die künstliche Bildung von Glimmer, am 20. Februar in demselben Jahre kündigte Chrustschoff an, daß er Glimmer dargestellt hatte (s. d. Z. 1887), und Comptes rendus vom 21. Februar 1887 enthielt eine ähnliche Abhandlung von Hautefeuille und L. P. de Saint-Gilles.

Gegenwart von CO_2 in dem Magma vor sich gehen. Ferner sind auch Mineralien wie Turmalin, Topas usw. — wie auch die schon obenerwähnten fluorhaltigen Glimmer — zu nennen, deren Bildung durch die Gegenwart des Fluorid bedingt wird.

Die späteren Umwandlungen der Mineralien durch verschiedenartige metamorphe Prozesse brauchen wir bei dieser Studie über die — primäre — Krystallisationsfolge nicht zu berücksichtigen.[1])

— Bei der unten folgenden Erörterung beschränken wir uns zuerst auf eine Untersuchung in betreff derjenigen Mineralien, deren Auskrystallisation aus Eruptivmagmen unabhängig von Druck und Zeit stattfinden mag.

Ein Hauptgewicht ist darauf zu legen, daß die Steigerung des Schmelzpunktes durch Druck — im Gegensatz zu der in den letzteren Jahren häufig vertretenen Auffassung — bis zu einer Tiefe von etwa 25 *km* (= ca. 6750 Atm.) im allgemeinen ziemlich gering ist (s. oben pag. 109). Hieraus folgt, daß der Schmelzpunkt-Unterschied zweier verschiedener Silikatmineralien durch Druck nur ziemlich wenig verschoben wird.

Über die Verschiebung des binären Eutektikums durch Druck.

Wir beginnen mit einer theoretischen Erörterung, die gleichzeitig und unabhängig voneinander von Bakhuis Roozeboom[2]) und mir[3]) geliefert wurde.

T_a—E, T_b—E und E (Fig. 30) seien die Schmelzkurven und das Eutektikum bei niedrigem und T_a'—E', T_b'—E' und E' diejenigen bei hohem Druck. — Die Unterschiede T_a'—T_a und T_b'—T_b sind nur ziemlich gering; die latenten Schmelzwärmen von a und b werden durch Druck nur wenig beeinflußt; die Molekulargewichte sind dieselben[4]) und eine etwas größere oder kleinere durch Druck bewirkte Dissoziation spielt für den Verlauf der Schmelzkurven nur eine relativ untergeordnete Rolle. Hieraus folgt, daß die Schmelz-

[1]) Bei den Umwandlungen unter Druck ist das „Volumgesetz" bekanntlich von fundamentaler Bedeutung.

[2]) Die heterogenen Gleichgewichte, Heft II, Teil 1, 1904, pag. 423—432.

[3]) Silikatschmelzlös., II, 1904; s. Fig. 23.

[4]) Es wird hier vorausgesetzt, daß die Größe der Moleküle der gelösten Komponente nicht durch Druck verändert wird. Selbst wenn diese Voraussetzung nicht richtig wäre, wird dadurch die unten folgende Erörterung nur ziemlich wenig beeinflußt.

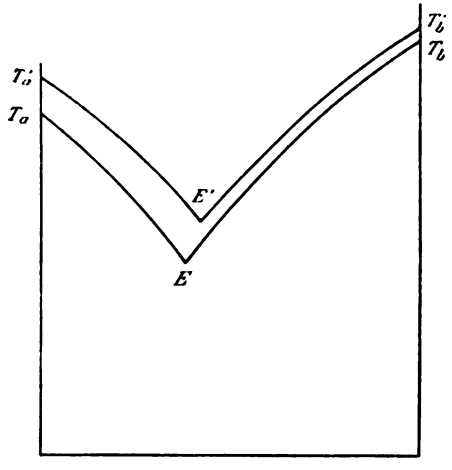
kurven T_a—E und T_a'—E', bzw. T_b—E und T_b'—E' jedenfalls annähernd parallel sein dürften.

Falls, wie in Fig. 30 angenommen, T_a'—T_a größer als T_b'—T_a ist, muß E' etwas nach rechts verschoben werden.

Weil sowohl T_a'—T_a wie T_b'—T_a zufolge meiner obigen Erörterung (pag. 109) jedenfalls bis zu einer Tiefe von etwa 25 *km* nur verhältnismäßig gering sind, muß der Unterschied

$$(T_a'-T_a)-(T_b'-T_b)$$

Fig. 30.



zwischen den zwei relativ kleinen Unterschieden ziemlich gering ausfallen.

Hieraus folgt, daß E' sich prozentisch in bezug auf das a:b-Verhältnis nicht sehr weit von E entfernen mag.

Theoretisch läßt sich somit ableiten, daß die Zusammensetzung des binären Eutektikums der Silikatmineralien nur in verhältnismäßig kleinem Maßstabe durch Druck verschoben wird.

Roozeboom (l. c., 1904) liefert unter der Voraussetzung, daß die Schmelzkurven bei niedrigem und hohem Druck geradlinig und genau parallel sind, ein rechnerisches Beispiel. Er setzt (bei Atmosphärendruck) $T_a = 1000°$, $T_b = 1200°$ und $E = 70\%\,a : 30\%\,b$; ferner bei einem Druck von 10.000 Atm. (= 35 *km* Tiefe) $T_a' = 1300°$ und $T_b' = 1400°$. Als Resultat der Berechnung über den Schnittpunkt

der zwei Linien T_a'—E' und T_b'—E' folgt dann, daß E' aus 60% a + 40% b bestehen sollte. — E' sollte folglich so viel wie eine 10%ige Vermehrung von a ergeben.

Roozeboom basiert die beispielsweise benutzte Temperatursteigerung $T_a'-T_a = 300°$ und $T_b - T_b = 200°$ auf den früher von Barus gefundenen Wert $\frac{\Delta T}{\Delta p} = 0{\cdot}025°$, der bei 10.000 Atm. eine Temperatursteigerung von 250° liefern würde. In der Tat ist aber diese Steigerung zu hoch (s. pag. 108). Roozeboom hat somit in seinem rechnerischen Beispiel zu hohe Temperaturunterschiede, $T_a'-T_a$ und $T_b'-T_b$, vorausgesetzt und folglich auch eine zu hohe Verschiebung des Eutektikums berechnet.

Doelter bemerkt (Phys.-chem. Mineralogie, pag. 255), und zwar formaliter mit einem gewissen Recht: „Wir sehen daher, daß J. H. L. Vogt und H. W. Roozeboom, obgleich beide von denselben theoretischen Gesichtspunkten ausgehen, doch zu verschiedenen Resultaten gelangen." Die ein wenig abweichenden Resultate sind aber leicht zu erklären.

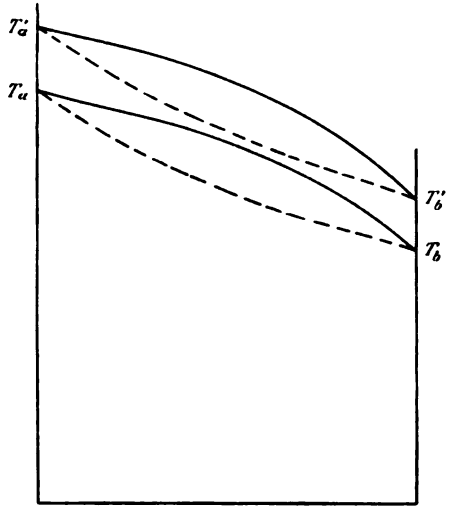
Über die Einwirkung des Druckes auf die binären Mischkrystalltypen.

Ob eine kontinuierliche Mischungsreihe zum Typus I, II oder III und eine diskontinuierliche Mischungsreihe zum Typus IV oder V gehören soll, hängt jedenfalls zum Teil — aber auch nur zum Teil — von dem Schmelzpunktunterschied T_a-T_b (cfr. d. Z. XXIV, Fig. 4) ab; ich verweise auf die obige Erörterung pag. 121. Dabei sind auch die besonderen Eigenschaften, die für jede einzelne Kombination maßgebend sind, zu berücksichtigen. — A priori darf vorausgesetzt werden, daß diese letzteren Eigenschaften bei hohem Druck im wesentlichen beibehalten werden; und weil ferner der Schmelzpunktunterschied durch Druck nur ziemlich gering verschoben wird, darf man annehmen, daß diejenigen Mischkrystalltypen, die bei niedrigem Druck gelten, in den meisten Fällen auch unter hohem Druck bestehen bleiben.

Bei einer Kombination, die bei niedrigem Druck zum Typus I gehört und wo dabei der Schmelzpunktunterschied bei niedrigem Druck T_a-T_b sehr bedeutend, wie mindestens ein paar hundert Grad ist, muß auch der Schmelzpunktunterschied $T_a'-T_b'$ (s. Fig. 31) bei hohem Druck sehr hoch ausfallen; und zwar wird der Unterschied $T_a'-T_b'$ jedenfalls annähernd derselbe wie T_a-T_b werden. In

überaus den meisten Fällen wird somit Typus I bei großem Unterschied zwischen T_a und T_b auch bei hohem Druck beibehalten werden; nur in Ausnahmefällen möchte hier Typus II mit Maximum in der nächsten Nähe von a oder Typus III mit Maximum in der nächsten Nähe von b eintreten.

Fig. 81.



In entsprechender Weise läßt sich ableiten, daß Typus IV, wenn der Unterschied T_a—T_b sehr bedeutend ist, wie auch Typus V, wenn T_a genau oder beinahe gleich T_b ist, beim hohen Druck in überaus den meisten Fällen bestehen bleiben.

Wir gehen jetzt zur Verifikation der obigen theoretisch abgeleiteten Sätze.

1. Wie schon früher (d. Z. XXV, pag. 376—380) erörtert, läßt sich aus den Analysen der Eutektika Quarz: Feldspat (Qu : Or, Qu : Ab, Qu : Or : Ab) — oder der Zusammensetzungen längs den eutektischen Linien Quarz : Feldspat : dritter Komponente — teils in den Decken- und Gang- und teils in den Tiefengesteinen kein Unterschied zwischen der Zusammensetzung bei niedrigem und bei hohem Druck feststellen. Ein Unterschied wird unzweifelhaft vorliegen; dieser kann aber nicht sehr bedeutend sein, sondern ist so klein, daß Präzisionsuntersuchungen nötig sind, um denselben anzugeben.

2. Das Diopsid-Olivin-Eutektikum bei gewöhnlichem Druck liegt bei etwa 68% Diopsid : 32% Olivin (oder nach Doelter bei 70% Augit : 30% Olivin, s. d. Z. XXIV, pag. 473).

In den beinahe nur aus Olivin + Augit, bzw. Olivin + Enstatit (nebst ein ganz wenig Spinellmineral usw.) bestehenden Tiefengesteinen, nämlich in den Peridotiten (Duniten), Saxoniten (Harzburgiten) und olivinführenden Pyroxeniten fängt die Krystallisation des Olivins in überaus den meisten Gesteinen früher als diejenige des Pyroxenminerals an; und zwar gilt dies nicht nur bei mehr Olivin als Pyroxenmineral, sondern auch bei gleich viel der beiden und auch bei etwas weniger Olivin als Augit oder Enstatit.

In den an Pyroxenmineral sehr reichen Gesteinen begegnen wir dagegen der umgekehrten Krystallisationsfolge, nämlich Augit oder Enstatit früher als Olivin.[1])

Hieraus folgt erstens, daß die Krystallisationsfolge in diesen binären oder beinahe binären Gesteinsmagmen principaliter durch das quantitative Verhältnis zwischen den gelösten Olivin- und Pyroxenkomponenten verglichen mit dem Eutektikum geregelt wird, und zweitens, daß das Eutektikum in den Tiefengesteinsmagmen bei relativ viel Augit oder Enstatit : einigermaßen wenig Olivin liegen muß. Die Verschiebung des Eutektikums vom gewöhnlichen Druck bis zu dem in den Tiefengesteinsmagmen herrschenden Druck kann folglich nicht sehr beträchtlich sein.

3. Weil Orthoklas und Albit bei gewöhnlichem Druck beinahe gleich hohe Schmelzpunkte haben und eine diskontinuierliche Mischungsreihe bilden, müssen sie dem eutektischen Mischkrystalltypus, V, angehören; über die Lage des Eutektikums bei gewöhnlichem Drucke liegen keine Untersuchungen vor.

In den Deckengesteinen, also bei nur einigermaßen hohem Druck, ist die Zusammensetzung des Eutektikums approximativ zu etwa

---

[1]) Siehe hierüber die Angaben in Silikatschmelzlös. II, pag. 213—214. — Früher wurde bekanntlich von den Petrographen häufig angenommen oder behauptet, daß Olivin ohne Ausnahme früher als die anderen Silikatmineralien zu krystallisieren anfangen sollte; daß diese Annahme oder Behauptung unrichtig ist, habe ich in meiner Arbeit Silikatschmelzlös. (I, pag. 160; II, pag. 195, 213, 214, 224, 225) nachgewiesen. — Ein neues Beispiel lieferte kürzlich M. Stark (in d. Z. XXIII, 1904, pag. 516): in einem von ihm untersuchten Basalt von Ustica fing die Krystallisation von Plagioklas früher als diejenige von Olivin an.

40—44% Or : 60—56% Ab oder Ab + An bestimmt worden (s. d. Z. XXIV, pag. 519—522); und in den Tiefengesteinen, meist bei ziemlich hohem Druck, zu etwa 42% Or : 58% Ab oder Ab + An. Die Verschiebung des Eutektikums von dem in den Decken- bis zu dem in den Tiefenmagmen herrschenden Drucke mag somit nicht sehr bedeutend sein.

4. Wie in d. Z. XXIV, pag. 481—483 erörtert, gehört die Olivinkombination, $Mg_2SiO_4 : Fe_2SiO_4$, Typus I an, bei gewöhnlichem Drucke wie auch in den Decken- und Tiefengesteinen bei mehr oder minder hohem Drucke.

5. Auch die Plagioklaskombination, An : Ab, gehört Typus I sowohl bei gewöhnlichem Drucke wie bei dem in den Eruptivmagmen herrschenden Drucke an, s. d. Z. XXIV, pag. 508—517. — Doch erklärt sich hierdurch nicht der abnormale Schichtenbau der Plagioklase der Orthogneise (d. Z. XXIV, pag. 517).

Ferner lenke ich die Aufmerksamkeit darauf, daß die magmatische Differentiation der Peridotite und der Anorthosite sich durch Typus I für die Kombinationen $Mg_2SiO_4 : Fe_2SiO_4$ und An : Ab erklären läßt; siehe hierüber eine vorläufige Erörterung in meiner Abhandlung: „Über anchi-eutektische und anchi-monomineralische Eruptivgesteine“ (1905).

6. Auch die Mischkrystallkombinationen $CaMgSi_2O_6 : CaFeSi_2O_6$, $CaMgSi_2O_6 : NaFeSi_2O_6$, $Mg_2Si_2O_6 : Fe_2Si_2O_6$ und Åkermanit : Gehlenit scheinen, den bisherigen spärlichen Beobachtungen zufolge, Typus I anzugehören, sowohl bei gewöhnlichem Drucke wie bei dem in den betreffenden Eruptivmagmen herrschenden Drucke; auf Grundlage der bisherigen spärlichen Beobachtungen läßt sich dies freilich nicht mit Sicherheit für alle die hier zuletzt erwähnten Kombinationen behaupten.

7. Die Kombination Enstatit $Mg_2Si_2O_6$: Diopsid $CaMgSi_2O_6$ gehört Typus IV an sowohl bei gewöhnlichem Drucke wie bei dem in den Eruptivmagmen herrschenden Drucke; s. d. Z. XXIV, pag. 486—489.

Gestützt sowohl auf die theoretischen Erörterungen wie auf die Beobachtungen gelangen wir somit zu dem Schlusse, daß der bei der Auskrystallisation der Decken-, Gang- und Tiefengesteine herrschende Druck (von Tiefe 0—1 *km* bis zu etwa 10—25 *km*) die Zusammensetzung der Eutektika nur einigermaßen wenig

verschiebt und den Charakter der Mischkrystalltypen in den meisten Fällen nicht verändert.

Hieraus folgt, daß Druck nur einen verhältnismäßig untergeordneten direkten Einfluß auf die Krystallisationsfolge der hier besprochenen Mineralien ausübt.

Ein indirekter Einfluß mag dadurch bewirkt werden, daß Druck das Vorhandensein oder die Menge von den fraglichen magmatischen H_2O-Verbindungen (wie H_2SiO_3?) und von anderen entsprechenden Verbindungen (mit CO_2, Fl usw.) beeinflußt und daß ferner die Viskosität vom Druck abhängig ist; hierauf kommen wir unten zurück.

— Die obige Erörterung gilt nur denjenigen Mineralien, deren Bildung unabhängig von Druck und Zeit stattfinden mag und die bei jeder Temperatur (unterhalb der Erstarrungstemperatur) bestandfähig sind. Für die Entstehung anderer Mineralien, wie z. B. Hornblende, Granat usw. — die doch in Summe höchstens 20% der Eruptivgesteine ausmachen — dürfte Druck (vielleicht in Verbindung mit Zeit) innerhalb einer gewissen maximalen oder minimalen Grenze entscheidend sein.

— In Magmen, die ausschließlich aus Komponenten bestehen, die bei jedem Drucke existenzfähig sind, dürfte das Gleichgewicht zwischen den Komponenten in der gegenseitigen Lösung, wenn die Einwirkung von dem magmatischen Wasser usw. nicht berücksichtigt wird, unabhängig oder jedenfalls beinahe unabhängig vom Drucke sein. Anders verhält es sich dagegen, wenn Komponenten eingehen, deren Existenz durch eine gewisse Druckgrenze bedingt wird. — Ferner darf berücksichtigt werden, daß das Gleichgewicht im allgemeinen von den anderen physikalischen Faktoren beeinflußt werden dürfte.

Beispielsweise erwähnen wir, daß die in Deckengesteinsmagmen von gewisser Zusammensetzung eingehenden Melilithkomponenten $[(Ca, R)_3Al_2Si_2O_{10} — (Ca, R)_4Si_3O_{10}]$ in den Tiefengesteinen teils durch $CaAl_2Si_2O_8$ (Anorthitmolekül) und teils durch andere Komponenten ersetzt werden; in entsprechender Weise wird $KAlSi_2O_6$ (Leuzitmolekül) der Deckeneruptivmagmen in den Tiefeneruptivmagmen meist durch $KAlSi_3O_8$ (Orthoklasmolekül) nebst anderen Komponenten ersetzt. — Die Natur und die Menge der in die gegenseitigen Lösungen hineingehenden Komponenten wird in solchen

Fällen stark verschoben und es resultierten aus Magmen von derselben Zusammensetzung Gesteine von verschiedenartiger mineralogischer Natur.

— Die obige Erörterung erklärt, daß die mineralogische Zusammensetzung von Gesteinen derselben chemischen Zusammensetzung in den meisten Fällen nicht oder jedenfalls nur zu einem relativ untergeordneten Grade durch Druck beeinflußt wird; aber ferner auch die übrigens spärlichen Ausnahmefälle[1]), wo — um Justus Roths Ausdruck zu zitieren — „feuerflüssige Massen von gleicher oder sehr nahe gleicher Zusammensetzung in verschiedene Mineralien zerfallen" sind.

Über die Anwendung des Gesetzes von der „Löslichkeitserniedrigung durch ein gemeinschaftliches Ion" auf die Krystallisationsfolge der Eruptivgesteine.

Wir beginnen mit einem kurzen Resümee der Lehre von der elektrolytischen Dissoziation.

In einer wässerigen Lösung ist ein Salz (Elektrolyt) mehr oder minder in seine Ionen (Kation und Anion) dissoziiert; beispielsweise besteht so eine Kochsalzlösung teils aus undissoziiertem NaCl und teils aus den Ionen $\dot{N}a$ und $\dot{C}l$. Ist die Temperatur konstant, so herrscht in der Lösung Gleichgewicht zwischen dem Nichtdissoziierten und dem Dissoziierten:

$$NaCl \rightleftarrows \dot{N}a + \dot{C}l.$$

Der Dissoziationsgrad (das Verhältnis zwischen dem Dissoziierten und der Summe von dem Dissoziierten und dem Undissoziierten) ist abhängig von der Konzentration, und zwar derart, daß die Ionisation (oder die relative Menge der Ionen) mit der Verdünnung zunimmt. Der Dissoziationsgrad ist bei derselben Konzentration für die verschiedenen „Salze" im höchsten Grade verschieden; einige, wie z. B. NaCl, KCl, viele andere Neutralsalze, ferner die starken Säuren und Basen sind stark dissoziiert, andere, wie die schwachen Säuren und Basen, dagegen sehr wenig. Wasser ist nur ganz außerordentlich schwach dissoziiert (in $\dot{H}$ und $\dot{H}O$).

— Löst man in Wasser ein Salz von einer starken Base, aber von einer schwachen Säure, wie z. B. Cyankalium, so bekommen wir anfangs in der wässerigen Lösung die Ionen des Cyankaliums neben denjenigen des Wassers, also: $\dot{K} + \dot{C}y + \dot{H} + \dot{H}O$.

Weil Cyanwasserstoffsäure eine äußerst schwache Säure ist, werden sich mehr Cyanionen in der Lösung vorfinden, als mit dem Gleichgewicht

---

[1]) Siehe hierüber Quantitative Classification of Igneous Rocks von Cross, Iddings, Pirsson, Washington (1903, pag. 112 u. 113); auch verweise ich auf Silikatschmelzlös. II, pag. 220 u. 221.

$$\dot{H} + \dot{Cy} \rightleftarrows HCy$$

verträglich ist; es müssen sich daher $\dot{H}$-Ionen und $\dot{Cy}$-Ionen vereinigen zu ungespaltenen Molekülen HCy. — Weil KHO eine starke Base ist, vereinigen sich die Ionen $\dot{K}$ und HO' dagegen nicht. Bei der Lösung wird somit Cyankalium teilweise in eine nicht dissoziierte Säure, HCy, und eine dissoziierte Base, $\dot{K} + HO'$, gespalten. Diese Erscheinung heißt Hydrolyse.

Eine entsprechende Erscheinung findet statt, wenn ein Salz von einer schwachen Base, aber von einer starken Säure, wie z. B. $FeCl_3$, in Wasser gelöst wird.

— In einer Lösung von einem „Doppelsalz", wie z. B. von Kalialaun $KAl(SO_4)_2$, findet die Dissoziation nach dem Schema $\dot{K}$, $\dot{Al}$ und $\dot{SO_4}$, $\dot{SO_4}$ statt. In einer Lösung von einem „komplexen Salz", wie z. B. gelbes Blutlaugensalz, geschieht dagegen die Dissoziation nach dem Schema $\dot{K}_4$ und $(FeCy_6)''''$.

Die komplexen Kationen und Anionen sind gelegentlich selber weiter dissoziiert; die Ionisation mag somit hier gelegentlich ganz verwickelt ausfallen.

— Zwischen dem Dissoziierten und dem Nichtdissoziierten in der Lösung herrscht Gleichgewicht. Wenden wir das Guldberg-Waagesche Gesetz an NaCl und $\dot{Na}$, $\dot{Cl}$ an, so erhalten wir:

$$K . C_{NaCl} = C_{\dot{Na}} \times C_{\dot{Cl}}.$$

C bedeutet die Konzentration der beteiligten Stoffe und K ist (bei konstanter Temperatur) eine Konstante.

Denken wir uns eine gesättigte Lösung, so ist hier C_{NaCl} (sc. die Konzentration des Nichtdissoziierten) konstant (vorausgesetzt, daß Übersättigung nicht vorliegt); statt des Produktes $K . C_{NaCl}$ der zwei Konstanten können wir somit eine andere Konstante, $K_,$, stellen; also

$$K_, = C_{\dot{Na}} \times C_{\dot{Cl}}.$$

Setzen wir jetzt zu der Lösung ein Salz, das mit NaCl ein Ion gemeinschaftlich hat, z. B. HCl oder KCl, die in $\dot{H}$ und $\dot{Cl}$, bzw. $\dot{K}$ und $\dot{Cl}$ dissoziiert sind, so vergrößern wir in dem obigen Produkt das Glied $C_{\dot{Cl}}$. Die Folge hiervon ist, daß $C_{\dot{Na}}$ abnehmen muß, oder mit anderen Worten, etwas $\dot{Na}$ und $\dot{Cl}$ vereinigen sich zu undissoziiertem NaCl. Weil aber die Lösung schon vorher an undissoziiertem NaCl gesättigt war, muß sich das neu gebildete undissoziierte NaCl fest ausscheiden (eine Übersättigung wird nicht vorausgesetzt). Statt HCl, KCl konnte man ebenso gut $NaNO_3$, Na_2SO_4 zusetzen; es ist gleichgültig, welches von den zwei Ionen das gemeinschaftliche ist.[1])

War die ursprüngliche Kochsalzlösung nicht gesättigt, doch nicht allzu stark verdünnt, so hängt es von der Quantität des zugesetzten gemeinschaftlichen Ions — sc. von der Menge des zugesetzten neuen Salzes und von dessen Dissoziationsgrad — ab, ob die Sättigungsgrenze des Kochsalzes erreicht wird oder nicht.

Die Löslichkeitserniedrigung bei einem gemeinschaftlichen Ion (Nernsts Gesetz) spielt für die Ausscheidungsvorgänge eine bedeutende Rolle, und

[1]) Es wird vorausgesetzt, daß sich bei dem Zusatz nicht neue komplexe Verbindungen bilden (wie bei AgCN und KCN).

zwar namentlich wenn alle beiden Elektrolyte — in dem obigen Beispiel sowohl NaCl wie auch HCl oder KCl (oder $NaNO_3$, Na_2SO_4) — einigermaßen stark dissoziiert sind. — Selbst bei der Fällung der sehr schwer löslichen Salze, wie z. B. $BaSO_4$, ist dies von Bedeutung: fällt man H_2SO_4 mit der stöchiometrischen Menge von $BaCl_2$, so bleibt noch etwas $BaSO_4$, das beinahe vollständig in $\ddot{B}a$ und $\ddot{S}O_4$ dissoziert ist, in der Lösung. Setzt man jetzt etwas $BaCl_2$ hinzu, vergrößert man relativ ungeheuer stark die $\ddot{B}a$-Menge in der Lösung; es vereinigt sich folglich $\ddot{B}a$ mit der $\ddot{S}O_4$-Menge zu undissoziiertem $BaSO_4$, das in der gesättigten $BaSO_4$-Lösung nicht in Lösung bleiben kann. Wir bekommen somit durch den Zusatz von etwas $BaCl_2$ eine beinahe vollständige Ausfällung von $BaSO_4$.

Bezüglich der Silikatschmelzlösungen wissen wir einer Reihe Untersuchungen zufolge, daß sie den elektrischen Strom leiten: sie sind also Elektrolyte, oder mit anderen Worten, die in den gegenseitigen Lösungen vorhandenen Verbindungen sind mehr oder weniger zu Ionen (Kationen und Anionen) dissoziiert.

Es liegt in der Natur der Sache und ist auch durch einige Untersuchungen von C. Barus und J. P. Iddings[1]) festgestellt worden, daß der Dissoziationsgrad der verschiedenen in den Silikatschmelzlösungen vorhandenen „Salze" (wie z. B. Mg_2SiO_4, $CaMgSi_2O_6$, $KAlSi_3O_8$ usw.) bei demselben Verdünnungsgrad verschieden ist.

Der Dissoziationsgrad der überaus meisten Elektrolyte in wässeriger Lösung steigt mit der Temperatur; a priori ist dasselbe auch für die Elektrolyte der Silikatschmelzlösungen zu erwarten. In der Tat ist dies von Barus und Iddings in betreff dreier verschiedener Silikatschmelzen nachgewiesen worden; auch erinnern wir daran, daß die elektrische Leitungsfähigkeit sehr erheblich bedeutender ist für die hoch erwärmten Silikatschmelzen als für die festen Lösungen (die Gläser) bei niedriger Temperatur.

Für alle bisher erforschten Elektrolyte stellt sich das Gleichgewicht zwischen dem Dissoziierten und dem Undissozierten in kürzester Zeit her; aus der Analogie mit den anderen Elektrolytlösungen ziehen wir daher den Schluß, daß dasselbe auch für die Silikatschmelzlösungen gelten muß und daß das Gleichgewicht nur von der Zusammensetzung, nicht aber von der Vorgeschichte abhängig ist.[2])

Eingehende Untersuchungen über die Dissoziation der Silikatschmelzlösungen sind bisher nicht ausgeführt worden[3]); nur wissen

[1]) Amer. Journ. of Sc. XLIV. 1892, pag. 242.

[2]) Siehe das Zitat nach W. Ostwald in d. Z. XXIV, pag. 477.

[3]) Es ist lange mein Wunsch gewesen, eine solche Untersuchungsreihe vorzunehmen.

wir, daß die Silikatschmelzen jedenfalls einigermaßen gute Leiter (der zweiten Klasse) sind und daß somit der Dissoziationsgrad im allgemeinen nicht ganz klein sein mag.[1])

Aus der Analogie mit den wässerigen Elektrolyten darf vorausgesetzt werden, daß die einfachen „Silikatsalze" in Metallkation und Säurerest-Anion gespalten sind; so dürfte z. B. Mg_2SiO_4 nach aller Wahrscheinlichkeit in die Ionen $\ddot{M}g$, $\ddot{M}g$ und SiO_4'''' dissoziiert sein.

Ob die gleichzeitig K, Na, Ca usw. und Al, Fe usw. (dreiwertig) enthaltenden gelösten „Silikatsalze", wie beispielsweise gelöster Orthoklas, Albit, Leucit usw., als Doppelsalze (entsprechend $\dot{K}$, $Al^{\cdots}$ — SO_4'', SO_4'') oder als komplexe Salze (entsprechend $K_4^{\cdots\cdot}$ — $Fe(CN)_6''''$) gespalten sind, ist noch unbekannt; dabei ist auch zu berücksichtigen, daß die zusammengesetzten Ionen vielleicht weiter gespalten sein dürften; die Dissoziation mag somit hier vielleicht ganz verwickelt sein. — Bisher ist auch nicht bekannt, ob in den Silikatschmelzlösungen irgendwelche Erscheinung vorliegen möchte, welche mit der Hydrolyse der wässerigen Lösungen zu vergleichen wäre.

— Als Konsequenz der elektrolytischen Dissoziation der Silikatschmelzlösungen folgt, daß das Gesetz von der Löslichkeitserniedrigung durch ein gemeinschaftliches Ion auch für die Silikatschmelzlösungen gelten muß.

Welchen Einfluß dieses Gesetz auf die Krystallisationsfolge ausüben mag, werden wir durch ein Beispiel erleuchten.

Wir denken uns eine Lösung, die nur aus Mg_2SiO_4 und $CaAl_2Si_2O_8$ (oder daneben auch $NaAlSi_3O_8$) besteht, und setzen voraus, daß dieselben kein gemeinschaftliches Ion haben. In einer gegenseitigen Lösung von z. B. 35% Olivin : 65% Plagioklas wird die Krystallisation des Olivins, wenn Übersättigung außer Betracht gesetzt wird, z. B. bei 1250° beginnen und ehe das Eutektikum erreicht wird, krystallisiert z. B. 10% Olivin. Setzen wir jetzt zu der Lösung in einem Fall z. B. 10% $Ca_3Al_2Si_2O_{10}$, in einem anderen Fall z. B. dieselbe Menge $Mg_2Si_2O_6$, unter denen das letztere mit

[1]) Wir erinnern in dieser Verbindung daran, daß die Normalsalze von K, Na, Ca, Mg in wässeriger Lösung ganz stark dissoziiert sind.

Mg_2SiO_4 ein Ion gemeinschaftlich hat, so wird durch den letzteren Zusatz die Löslichkeit von Mg_2SiO_4 in der gegenseitigen Lösung etwas vermindert. Die Folge hiervon ist, daß der Olivin bei der Abkühlung der Lösung[1]) im letzteren Falle relativ frühzeitiger zu krystallisieren anfangen muß, und ferner, daß dasjenige Spatium, in welchem die Krystallisation des Olivins ohne gleichzeitige Krystallisation von Plagioklas stattfindet, verlängert wird.

Das Vorhandensein eines gemeinschaftlichen Ions befördert die frühzeitige Krystallisation des mit dem betreffenden Ion zur Ausscheidung gelangenden Minerals.

Dies mag unter anderem von besonderer Wichtigkeit sein, wenn das Salz A in der gegenseitigen Silikatschmelzlösung relativ schwerlöslich ist und wenn das zugesetzte Salz B (oder die zugesetzten Salze) eine sehr reichliche Menge von einem mit A gemeinschaftlichen Ion führen.

Beispielsweise mögen wir dies zur Deutung der sehr frühzeitigen Krystallisation von Spinell anwenden.

Aus petrographischen Gründen wie auch auf Grundlage der obigen Erörterung über die Beziehung zwischen Schmelzpunkthöhe und Krystallisationsfolge ziehen wir den Schluß, daß $MgAl_2O_4$ in Lösungen von $CaAl_2Si_2O_8$, $NaAlSi_3O_8$, $KAlSi_3O_8$, $Ca_3Al_2Si_3O_{10}$ usw. (ohne Mg) relativ schwerlöslich ist, oder mit anderen Worten, daß das Eutektikum in der Nähe der letzteren Komponenten liegt. Enthält die Lösung nur ganz wenig, wie ein paar Prozent, $MgAl_2O_4$, so liegt dieser in starker Verdünnung vor; es darf somit vorausgesetzt werden, daß die Dissoziation von $MgAl_2O_4$ ganz bedeutend ist. Setzen wir jetzt hinzu eine große Menge z. B. von Mg_2SiO_4, $Mg_2Si_2O_6$ oder $CaMgSi_2O_6$, so bekommen wir — selbst wenn die letzteren nur einigermaßen schwach dissoziiert wären — eine erhebliche Quantität von Mg-Ionen. Falls $MgAl_2O_4$ stark dissoziiert wäre, wird die Löslichkeit von $MgAl_2O_4$ durch den Zusatz sehr stark vermindert. Bei der Abkühlung wird somit Spinell sehr frühzeitig zu krystallisieren anfangen, und zwar wird die ganze oder beinahe die ganze $MgAl_2O_4$-Menge auf einem frühzeitigen Krystallisationsstadium zur Ausscheidung gebracht werden. Zur Erleuchtung verweise ich auf das obige

[1]) Es wird vorausgesetzt, daß die Abkühlung so langsam stattfindet, daß die Übersättigung außer Betracht oder beinahe außer Betracht gesetzt werden mag.

Beispiel über die Fällung von $BaSO_4$ bei einem Überschuß von $\ddot{B}a$. — Führt das Magma auch $FeFe_2O_4$ usw., kommen auch andere Momente mit in Betracht; siehe hierüber unten pag. 154, 155.

— Die meisten Magmen führen eine Reihe Komponenten mit gemeinschaftlichem Ion; so ist beispielsweise:

Mg gemeinschaftlich für Spinell, Olivin, Enstatit, Augit, Hornblende, Mg-Glimmer usw.;

$\ddot{F}e$ gemeinschaftlich für Hercynit-Chromit-Magnetit, Ilmenit, Olivin, Hypersthen, Augit, Hornblende usw.;

Ca gemeinschaftlich für Apatit, Titanit, Perowskit, Augit, Hornblende, Anorthit, Melilith usw.;

K gemeinschaftlich für Orthoklas, Leucit, K-Glimmer, K-haltige Pyroxene, Amphibole usw.;

Na gemeinschaftlich für Albit, Nephelin, Na-haltige Pyroxene, Amphibole, Glimmer usw.;

dann sind auch $\dddot{A}l$, $\dddot{F}e$, die vielen Si-haltigen Ionen usw. zu berücksichtigen.

In überaus zahlreichen Fällen, nämlich bei der Erstarrung der allermeisten Magmen, muß sich somit die Löslichkeitserniedrigung durch ein gemeinschaftliches Ion geltend machen.

Es gibt doch ein sehr verbreitetes Mineral, nämlich den Quarz, der — insoweit es möglich ist, die Dissoziationsspaltung zur Zeit zu überblicken — mit keiner anderen Verbindung ein Ion gemeinschaftlich hat. Die frühzeitige Krystallisation von Quarz wird folglich wahrscheinlicher Weise in keinem Falle durch eine Löslichkeitserniedrigung durch ein gemeinschaftliches Ion befördert.

Die Krystallisation des Quarzes in dem anfänglichen Erstarrungsstadium ist somit nur möglich, wenn die SiO_2-Komponente in ganz bedeutender Menge — nämlich bei überwiegend Feldspat in einer Menge größer als etwa 27·5% — in der Lösung vorhanden ist.

Die Tragweite der Bedeutung der Löslichkeitserniedrigung durch ein gemeinschaftliches Ion sieht man unter anderem sehr gut, wenn man die die Ausscheidung regelnden Gesetze einerseits für Spinell und andererseits für Quarz miteinander vergleicht.

— Die obige Erörterung ist eine weitere Bearbeitung eines Abschnittes mit demselben Titel in Silikatschmelzlös. II, pag. 151—156. Trotzdem ich hier die Bedeutung der elektrolytischen Dissoziation für das Verständnis der Krystallisationsfolge in Silikatschmelzlösungen

sehr markiert betonte, behauptet Doelter in gänzlich irreleitenden Referaten meiner Darstellung in späteren Arbeiten:

„Wichtig ist die Frage nach dem Dissoziationsgrad, den man nicht, wie Vogt tut, einfach vernachlässigen darf." (d. Z. XXV, 1906, pag. 210.)

„Jedenfalls haben wir im Silikatschmelzfluß sowohl Oxyde als auch undissoziierte Silikate. J. H. L. Vogt nimmt nur letztere an." (Phys.-chem. Min., 1905, pag. 103.)

Und R. Delkeskamp schreibt[1]) auf Grundlage von Doelters zuletzt zitierter Arbeit: „Vogt glaubt an die Gegenwart undissoziierter Silikate." [2])

Ich habe die Anwendung der elektrolytischen Dissoziation auf die Silikatschmelzlösungen sehr stark hervorgehoben; dagegen kann ich mich nicht an die von Doelter, besonders in seiner Arbeit, Silikatschmelzen, I (1904) verfochtene Hypothese über eine teilweise Spaltung — außer der elektrolytischen — in Oxyd[3]) und Silikat anschließen (s. hierüber d. Z. XXIV, pag. 476—477). — Und ich stelle mich sehr skeptisch gegenüber der von Doelter in seinen letzteren Arbeiten[4]) behaupteten Spaltung der gleichzeitig K, Na usw.

[1]) Zeitschr. f. prakt. Geol. 1906, pag. 43. — Delkeskamp hat mir geschrieben, daß er erst später meine Arbeit im Original gelesen hat.

[2]) Nachtrag. Gerade als das Manuskript zu dieser Abhandlung abgesandt werden sollte, erschien die Abhandlung „Experimentaluntersuchungen über die Ausscheidungsfolge von Silikaten bei 2 und 3 Komponenten" von R. Fries in Graz (Neues Jahrb. f. Min., Geol., Pal., B. B. XXIII, 1906). — Hier wird (pag. 79) hervorgehoben, daß ich in meinen früheren Arbeiten die Bedeutung der Löslichkeitserniedrigung durch ein gemeinschaftliches Ion für die Magmen sehr stark betont habe, aber dabei auch, daß „er (Vogt) merkwürdigerweise gerade die theoretische Grundlage dieses Gesetzes, die elektrolytische Dissoziation, teilweise zu leugnen sucht".

Es ist mir in der Tat unbegreiflich, daß die Grazer Herren meine Arbeiten in so hohem Grade unrichtig referieren oder besprechen können. Ich habe nicht Zeit, alle die unrichtigen Referate zu widerlegen.

[3]) Eine Spaltung eines „Silikatsalzes" in Oxyd mag nach meiner Meinung eintreten, falls in den Silikatschmelzlösungen eine Erscheinung vorliegen möchte, die mit der Hydrolyse der wässerigen Lösungen zu vergleichen wäre. Hierüber wissen wir aber bisher nichts. — Eine solche eventuelle Spaltung als Konsequenz der elektrolytischen Dissoziation hat nichts mit der früher von Doelter vermuteten teilweisen Spaltung, z. B. von Mg_2SiO_4 in $2MgO$ und SiO_2, zu tun.

[4]) Die Untersuchungsmethoden bei Silikatschmelzen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Wien; Mathem.-naturw. Kl. Bd. CXV, vorgelegt 5. April 1906. — Die Reaktionsgeschwindigkeit in Silikatschmelzen. Zeitschr. f. Elektrochemie, 1906, Nr. 24.

einerseits und andererseits Al, $\dddot{F}e$ enthaltenden Silikate, wie z. B. $KAlSi_3O_8$, in zwei Silikatgruppen[1]); die Art und Weise der Dissoziation dieser Silikate ist noch unbekannt; sie dürfte aber ganz verwickelt sein[2]) (s. pag. 136).

— In seiner gerade zitierten Arbeit über die „Untersuchungsmethoden" (1906) bespricht Doelter die Anwendung des Gesetzes von der Löslichkeitserniedrigung durch ein gemeinschaftliches Ion

---

[1]) Ich lenke die Aufmerksamkeit darauf, daß die Auskrystallisation von Plagioklasen aus Lösungen, die nur $NaAlSi_3O_8$ und $CaAl_2Si_2O_8$ führen, sich durch den binären Mischkrystalltypus I erklärt; die Lösungen verhalten sich somit in dieser Beziehung wie binäre Lösungen (die freilich elektrolytisch dissoziiert sein können).

Das Granatmolekül zerfällt bei gewöhnlichem Drucke in zwei oder mehrere Silikatgruppen; dies darf aber ganz einfach dadurch erklärt werden, daß das Granatmolekül bei gewöhnlichem Drucke in Silikatschmelzlösung nicht existenzfähig ist.

Die Fortsetzung des obigen Zitates (pag. 139) nach Doelter, Phys.-chem. Mn., pag. 103, lautet: „Er (Vogt) vermag aber die chemischen Reaktionen beim Zusammentreffen von Silikaten nicht zu erklären." — Das Gleichgewicht in der Lösung erklärt sich jedoch ebenso ungezwungen durch die elektrolytische Dissoziation wie durch die von Doelter aufgestellte Hypothese über eine fernere Dissoziation in Silikat und Oxyd oder, wie in seinen letzteren Arbeiten, in Silikatgruppen.

[2]) In der gerade erschienenen Arbeit von Day and Shepherd (l. c.) wird die Berechtigung der von Doelter kürzlich aufgestellten Trennung von Silikaten in zwei — freilich miteinander durch Übergänge verknüpfte — Kategorien, nämlich „einfacher konstituierte Silikate" (A) mit scharfem Schmelzpunkt, geringerer Viskosität und größerem Krystallisationsvermögen und „komplexere Silikate" (B) mit einem großen Schmelzpunktsintervall, großer Viskosität und geringerer Krystallisationsgeschwindigkeit, bestritten.

Die einfach zusammengesetzte Verbindung Quarz zeigt eine höhere Viskosität als irgend ein anderes bisher erforschtes Mineral. Anorthit, Pseudowollastonit (α-$CaSiO_3$) und Diopsid weichen untereinander in bezug auf Einfachheit der Formel sehr wesentlich ab, schmelzen und krystallisieren dagegen mit beinahe derselben Schärfe (nach Day and Shepherd).

Ferner lenke ich die Aufmerksamkeit darauf, daß selbst innerhalb der Plagioklase sich die zwei extremen Glieder Anorthit und Albit, die doch unter dieselbe Kategorie fallen müßten, durch bedeutende Abweichungen in bezug auf Viskosität, Krystallisationsvermögen und Schärfe der Schmelzpunkte unterscheiden. — Und die ziemlich komplizierte Verbindung Gehlenit $(Ca, R)_3Al_2Si_2O_{10}$, die der Formel nach in Kategorie B gehören sollte, kennzeichnet sich durch geringe Viskosität und großes Krystallisationsvermögen.

auf die Silikatschmelzlösungen. Diesbezüglich stützt er jetzt die generelle Erörterung, die ich schon früher in Silikatschmelzlös. II vom Jahre 1904 geliefert hatte.

Über „fortdauernde", „abgeschlossene" und „abgebrochene" Krystallisation.

In einer gegenseitigen Lösung von zwei voneinander unabhängigen Komponenten krystallisiert, wenn die Übersättigung außer Betracht gesetzt werden mag, zuerst nur a und später (am Eutektikum) a und b gleichzeitig. Bei drei ebenfalls voneinander unabhängigen Komponenten krystallisiert zuerst nur a, dann a und b gleichzeitig, der betreffenden eutektischen Linie entlang (cfr. d. Z. XXIV,

Fig. 32.

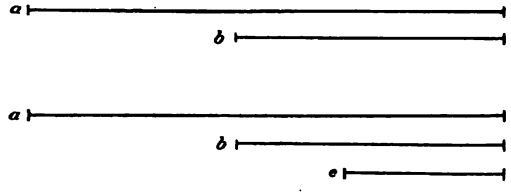


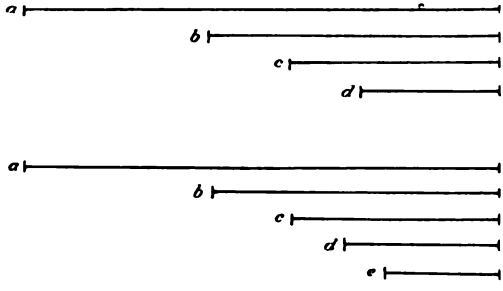
Fig. 3 und pag. 441—443) bis zum ternären Eutetikum, wo die gleichzeitige Krystallisation von a, b und c stattfindet. Wir begegnen somit hier einer fortdauernden Krystallisation jeder einzelnen Komponente; die Ausscheidung der betreffenden Komponente dauert vom Anfange der Krystallisation bis zur völligen Erstarrung des Eutektikums fort. — Den Vorgang für binäre und ternäre Systeme erleuchten wir durch Fig. 32.

Die physikalische Chemie hat sich bisher nicht oder jedenfalls nur ganz wenig mit Systemen aus vier, fünf und noch mehr voneinander unabhängigen Komponenten beschäftigt. Insofern bisher bekannt, muß auch hier eine fortdauernde Krystallisation, durch Fig. 33 erleuchtet, im allgemeinen eintreten; ob Ausnahmen stattfinden können, läßt sich bisher nicht sicher sagen. — Für die Petrographie hat die letztere Frage nur ein untergeordnetes Interesse, indem die Magmen hauptsächlich aus Mischkrystallkomponenten neben meist höchstens ein paar unabhängigen Komponenten bestehen.

Bei Mischkrystallkomponenten gestaltet sich die Krystallisationsfolge häufig in ganz anderer Weise, indem wir hier in zahlreichen Fällen einer auf einer relativ frühzeitigen Stufe „abgeschlossenen", gelegentlich auch einer zeitlich „abgebrochenen" Krystallisation begegnen.

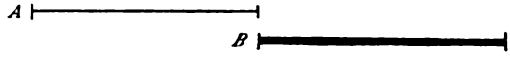
Schon im binären Mischkrystallsystem mag in einem Falle eine abgeschlossene Krystallisation eintreten, nämlich bei Typus IV (mit $T_a > T_b$); wenn die ursprüngliche Lösung ein Verhältnis a:b

Fig. 33.



zwischen J und K (s. d. Z. XXIV, Fig. 4, 10) ergibt, krystallisiert zuerst nur A[1]) und später nur B, ohne A. — Den Krystallisationsverlauf erleuchten wir durch Fig. 34.[2]) — Die verschiedenen Sub-

Fig. 34.



fälle, welche hier bei vollkommenem, unvollkommenem und fehlendem Gleichgewicht zwischen Mischkrystall und Lösung eintreten können, sind auf Grundlage der Erörterung von Roozeboom in d. Z. XXIV, pag. 483—489, besprochen.

Im ternären System, zwischen drei Mischkrystallkomponenten wie auch zwischen zwei Mischkrystallkomponenten b, c (mit Misch-

[1]) Die durch die Komponente a, b, c usw. gekennzeichneten Mischkrystalle bezeichnen wir hier und unten als A, B, C usw.

[2]) Die alleinige Krystallisation auf einer mehr oder minder späten Stufe des Ausscheidungsvorganges bezeichnen wir hier und unten an Fig. 39, 41, 44 und 46 durch eine sehr dicke Linie.

krystallen B, C) und einer von diesen unabhängigen Komponente a, begegnen wir oftmals einer frühzeitig abgeschlossenen Krystallisation des einen Krystalls.

Daß es sich so verhalten muß, schloß ich aus dem Studium von Schreinemakers's Darstellung der Kombination a, B, C, Typus d, wo B : C eine diskontinuierliche Mischungsreihe miteinander bilden; s. hierüber d. Z. XXIV, Fig. 13 und pag. 507. — Um einen näheren Einblick in die Krystallisationsfolge bei diesem Typus erhalten zu können, schrieb ich diesbezüglich an Prof. Schreinemakers (Leyden), der in sehr liebenswürdiger Weise die Frage näher erörterte. Mit seiner Erlaubnis benutzte ich sein mir zugesandtes, sehr ausführliches Manuskript zu einer Darstellung, wo ich übrigens nicht die physikalisch-chemische Beweisführung, sondern nur die Resultate über die Krystallisationsfolge mitnehme.

Die Kombination a (unabhängig) und B, C (diskontinuierliche Mischkrystalle, also entweder Typus IV oder V im binären System angehörend) zerfällt in zwei Typen, d und e. Typus e, wo B : C dem binären Typus V angehören, ist in d. Z. XXIV, pag. 507, 509 (Fig. 14) besprochen; als Beispiel dieses Typus verweise ich auf die Erörterung über das System Quarz : Orthoklas : Albit (s. d. Z. XXV, pag. 385—403).

Typus d, mit dem wir uns jetzt beschäftigen werden, wird dadurch gekennzeichnet, daß r eine niedrigere Temperatur als v hat (Fig. 35 und Fig. 42, cfr. d. Z. XXIV, Fig. 13). — Wir setzen im folgenden eine „Erstarrung erster Art“[1]) (nach Schreinemakers) voraus, oder mit anderen Worten, „daß die Umwandlungsgeschwindigkeit der abgesetzten Mischkrystalle unendlich klein ist“.

b und c bilden Mischkrystalle des Typus V.

Wir erleuchten diese Kombination durch Fig. 35, wo die Pfeile die Richtung der steigenden Temperatur angeben. — r hat eine niedrigere Temperatur als v, und v ist nicht ein ternäres Eutektikum: zur Erörterung verweise ich auf d. Z. XXIV, Fig. 13.

Erster Subfall. Kurve sv ist eine Schmelzkurve (in dem ganzen Verlauf zwischen s und v).

---

[1]) Schreinemakers, Zeitschr. f. phys. Ch., L, 1904, pag. 188—189. — „Wenn sich die Mischkrystalle einmal abgesetzt haben, so ändern sie ihre Zusammensetzung nicht mehr.“ — Dieser Fall würde eintreten, wenn die äußeren Schichten in dem zonal aufgebauten Mischkrystall die inneren Zonen gänzlich gegen Umwandlung beschützten.

Fig. 36 gibt das Erstarrungsdiagramm; die Pfeile geben die Richtung an, in der die Schmelze bei der Abkühlung ihre Zusammensetzung ändert.

Fig. 35.

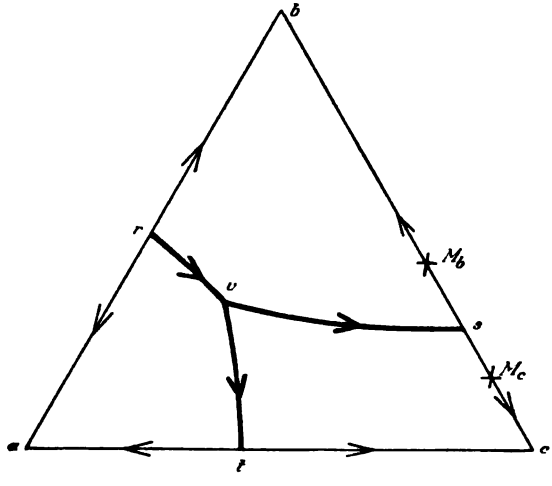
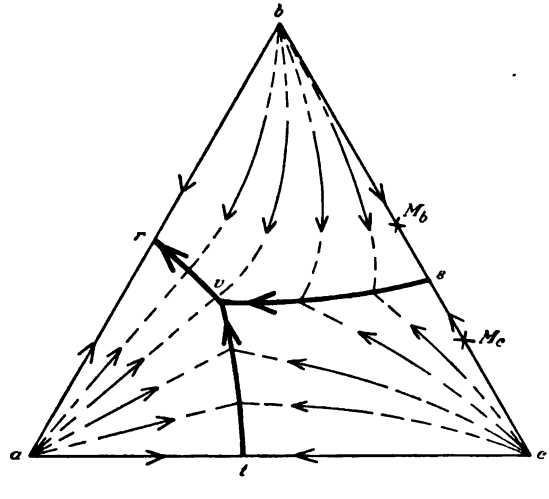


Fig. 36.

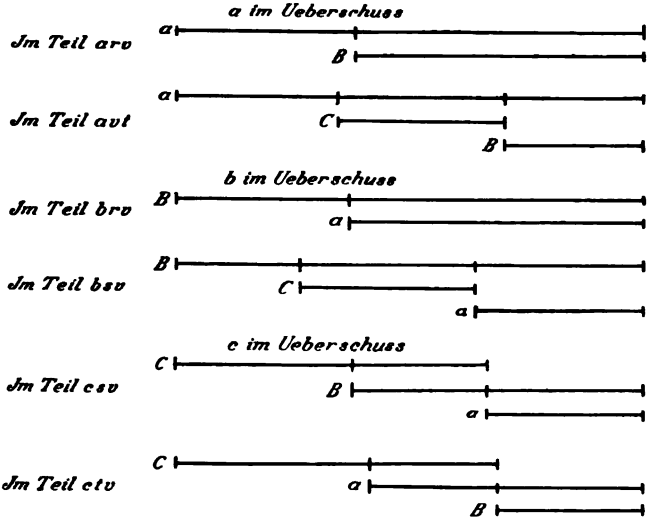


Der von a ausstrahlende Büschel besteht aus geraden Linien, indem das Verhältnis zwischen b und c durch die Aussonderung

von a nicht geändert wird[1]); die von b und c ausstrahlenden Büschel sind dagegen gekrümmte Kurven. Die beiden Punkte M_b und M_c geben die Grenzmischkrystalle an; M_b und M_c ändern mit der Verschiebung der Temperatur ihre Zusammensetzung ein wenig; wenn unten von M_b und M_c geredet wird, werden hiermit diejenigen Punkte M_b und M_c gemeint, welche bei der betreffenden Temperatur gelten.

Nimmt man eine Schmelze irgendwo auf einer Erstarrungskurve, so durchläuft der „figurative Punkt" zuerst diese Kurve, bis er auf

Fig. 37.



einer der Kurven vr, sv oder tv angelangt ist, und durchläuft diese dann in der Richtung der Pfeile. Die Endkrystallisation findet also an r statt; auf dem Intervall von v bis r krystallisieren nur a und B ohne C, und zwar derart, daß die c-Menge in B immer abnimmt; an r besteht B nur aus b (ohne c).

An Fig. 37 sind die Resultate der Krystallisationverläufe angegeben, je nachdem in der ursprünglichen Lösung a, b oder c im Überschuß waren. Im Teil arv, wenn a, und im Teil brv, wenn b im Überschuß ist, kommt C nicht zur Krystallisation, indem

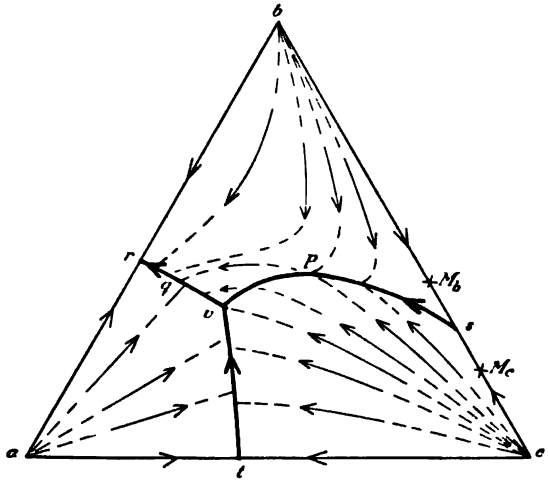
[1]) Cfr. d. Z. XXIV, pag. 443.

die c-Menge in die B-Mischkrystalle hineingeht. — In den anderen Teilen erhalten wir überall eine frühzeitig (nämlich an v) abgeschlossene Krystallisation von den C-Mischkrystallen.

Zweiter Subfall. Kurve spv ist auf der Strecke sp eine Schmelzkurve, auf der Strecke pv dagegen eine Umwandlungskurve (s. Fig. 38).

In jedem Punkt des Teiles sp kommen zwei Erstarrungskurven, ausgehend von b, bzw. c, zusammen und folgen dann die Kurve sp bis p. In jedem Punkt des Teils pv gelangt aber nur

Fig. 38.



eine Erstarrungskurve, nämlich von C, und geht dann weiter, nicht nach v, sondern — auf der Fläche b r q v p s — nach einem Punkte auf dem Teil vq auf der Kurve vr.

Den Krystallisationsverlauf erleuchten wir durch Fig. 39.

In Schmelzen von der Zusammensetzung bsp krystallisiert zuerst nur B;

dann, der Kurve zwischen s und p entlang bis p, B und C gleichzeitig;

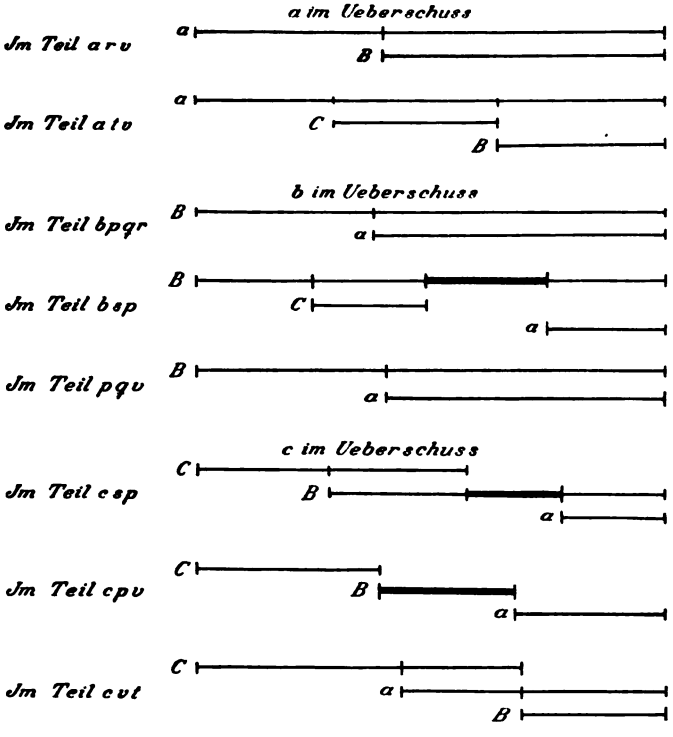
dann zwischen p und q nur B, was durch eine dicke Linie bezeichnet wird;

und zum Schluß a und B gleichzeitig (und zwar B mit immer niedriger c-Menge).

Wir haben also hier einerseits eine abgeschlossene Krystallisation von C und andererseits in einem späteren Stadium eine alleinige Krystallisation von B.

In annähernd der gleichen Weise verhält es sich in den Teilen csp und cpv.

Fig. 39.



Dritter Subfall. Kurve spv ist auf der Strecke sp eine Schmelzkurve, auf der Strecke pv dagegen eine Umwandlungskurve (siehe Fig. 40).

Der Unterschied von dem vorigen Subfall liegt darin, daß die Kurve spv ihre konvexe Seite in der anderen Richtung wendet. Hieraus folgen andere Krystallisationsverhältnisse, unter anderem, daß die alleinige Krystallisation in einem relativ späten Krystallisationsstadium bei dem zweiten Subfall für B, bei dem dritten Subfall dagegen für C eintritt.

Fig. 40.

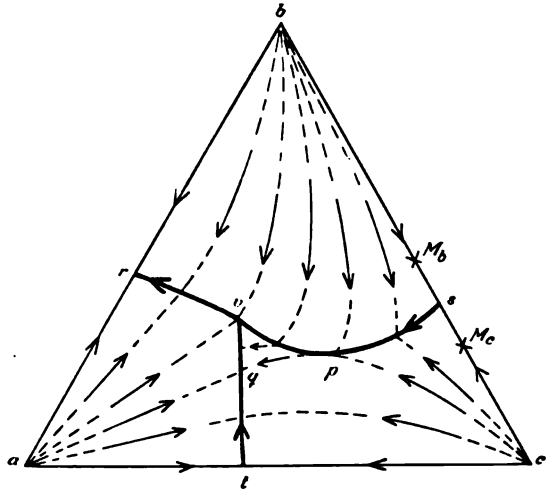
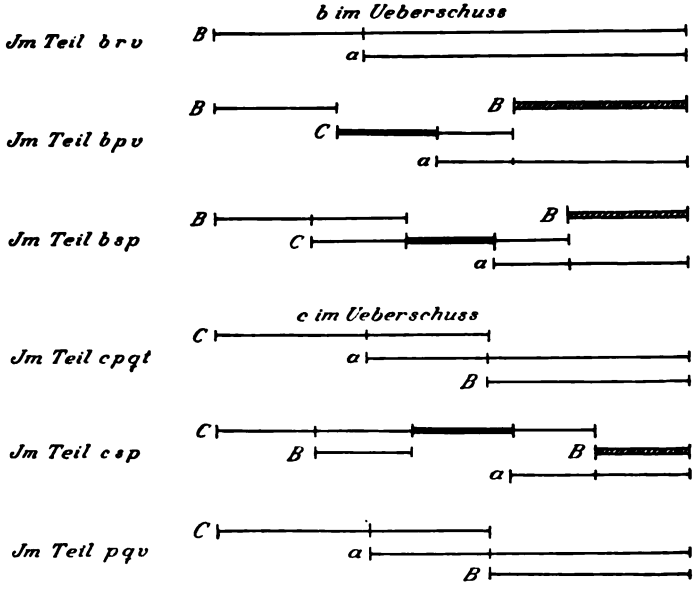


Fig. 41.

a im Ueberschuss, wie in Fig. 39



Wie durch Fig. 41 erleuchtet, begegnen wir hier in einigen Fällen auch einer abgebrochenen[1]) (oder rekurrenten) Krystallisation.

Fig. 42.

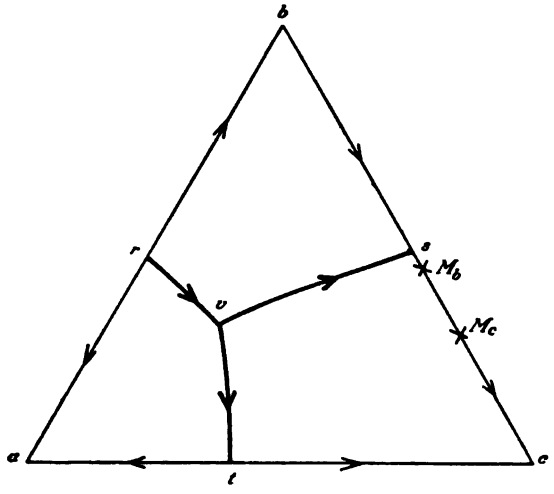
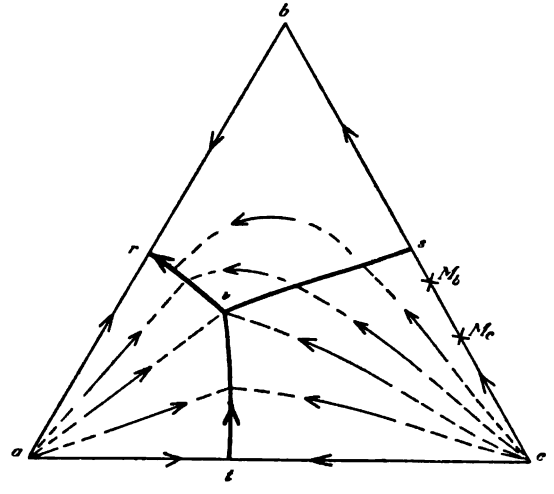


Fig. 43.



So ist der Krystallisationsverlauf beispielsweise in Schmelzen von der Zusammensetzung bsp:

zuerst nur B;

[1]) Diese bezeichnen wir hier und an Fig. 46 durch eine besondere Schraffierung.

dann, der Kurve zwischen s und p entlang bis p, B und C gleichzeitig;

dann zwischen p und q nur C;

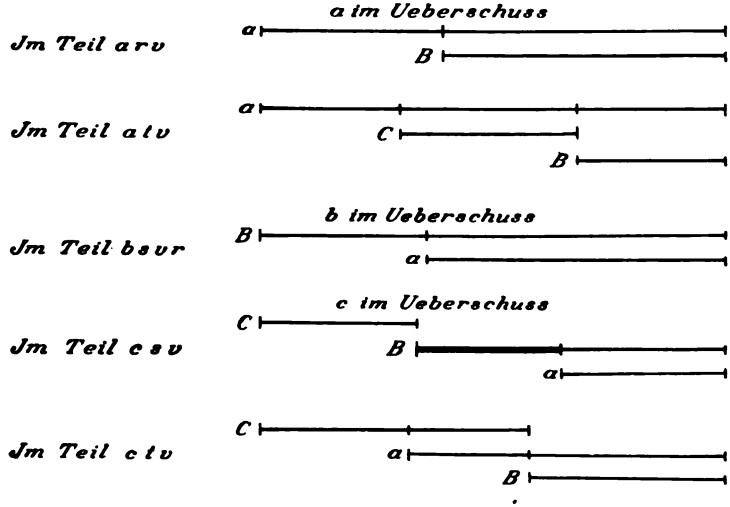
ferner zwischen q und v, C und a gleichzeitig;

und zum Schluß, zwischen v und r, a und B gleichzeitig.

Die Ausscheidung von B findet also in zwei getrennten Perioden statt.

— b und c bilden Mischkrystalle des Typus IV. — $T_c > T_b$.

Fig. 44.



Wir erleuchten diese Kombination durch Fig. 42, wo die Pfeile die Richtung der steigenden Temperatur angeben.

Erster Subfall. Kurve s v ist eine Umwandlungskurve (in dem ganzen Verlauf zwischen s und v); siehe Fig. 43.

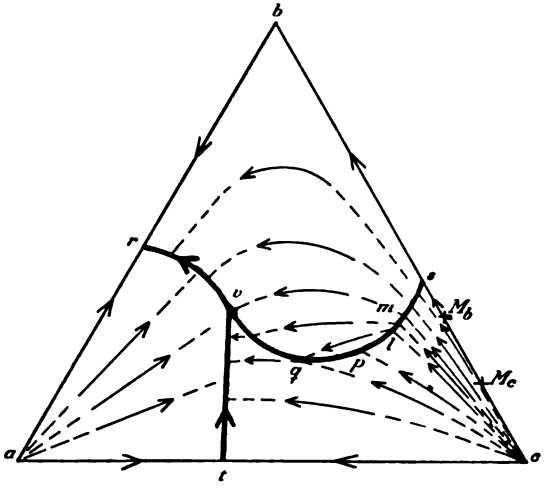
Fig. 44 gibt das Erstarrungsdiagramm. Die Krystallisation von C ist bei denjenigen Zusammensetzungen, wo C zur Ausscheidung gelangt, immer abgeschlossen, ehe die Krystallisation von B anfängt. In mehreren Fällen findet eine gleichzeitige Krystallisation von C und a statt; und zum Schluß krystallisieren überall a und B gleichzeitig.

Unter den anderen möglichen Subfällen erwähnen wir nur denjenigen Subfall, wo von der Kurve s v Teil s p eine Umwandlungskurve, Teil p q eine Schmelzkurve, Teil q v wieder eine Umwandlungskurve ist (siehe Fig. 45).

Der Krystallisationsverlauf wird hier in vielen Fällen ganz kompliziert (siehe Fig. 46), so beispielsweise im Teile c l p:

zuerst nur C;
dann nur B;
dann B und C gleichzeitig;
darauf nur C;
dann C und a gleichzeitig;
und zum Schluß a und B gleichzeitig.

Fig. 45.



Wir begegnen somit hier einer abgebrochenen Krystallisation sowohl von C wie von B und in der zweiten Periode wird nur B, in der vierten Periode nur C ausgeschieden.

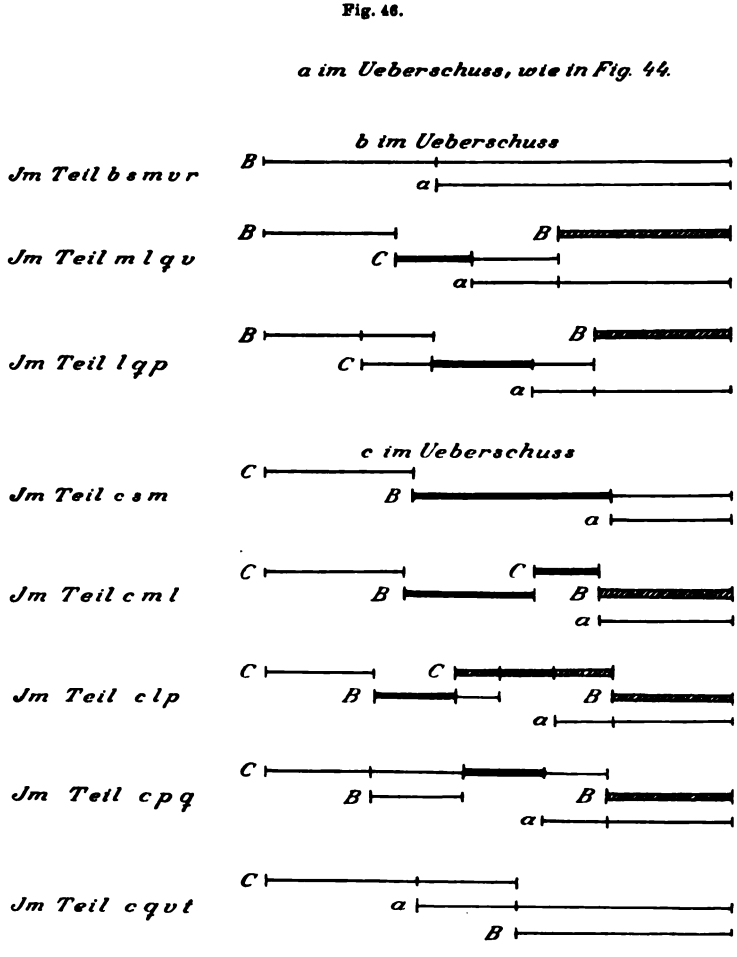
Der Fall, wo b > c, wird nicht besprochen.[1])

Man wird unzweifelhaft staunen, wenn man sieht, wie überaus zahlreiche Fälle oder Subfälle möglich sind, selbst bei einer so weit einfachen ternären Kombination wie dem hier besprochenen Typus d, wo B und C diskontinuierliche Mischkrystalle sind, während a von

[1]) Hiermit ende ich das Referat des mir von Schreinemakers zugesandten Manuskriptes.

diesen unabhängig sind. — In Kombinationen mit noch mehreren Mischkrystallkomponenten wird der Krystallisationsverlauf häufig noch mehr kompliziert und berücksichtigen wir ferner auch den

Fig. 46.



durch gemeinschaftliche Ionen bewirkten Einfluß, so wird man zugeben, daß die Petrographie noch in Jahrzehnten genügendes Studienmaterial finden wird.

— Als Angriff gegen die von mir verfochtene Anwendung der physikalischen Chemie zur Deutung der Krystallisationsvorgänge in

den Magmen[1]) ist gelegentlich angeführt worden, daß man immer zum Schluß eine gleichzeitige Krystallisation der sämtlichen gegenwärtigen Komponenten erhalten müßte. Dieser Angriff ist aber gänzlich unberechtigt; die physikalische Chemie lehrt, daß in überaus zahlreichen Fällen eine relativ frühzeitig abgeschlossene Krystallisation von einem oder von mehreren Mineralien eintreten mag; gelegentlich begegnet man auch eine abgebrochene (oder rekurrente) Krystallisation.

Die gleichzeitige Krystallisation, die sich in vielen Fällen — aber nicht immer[2]) — durch eine poikilitische oder Implikationsstruktur kennzeichnet, ist schon längst von den Petrographen anerkannt worden und soll hier nicht näher besprochen werden. Dagegen werden wir einige petrographische Beispiele von der abgeschlossenen Krystallisation liefern.

— Wo Enstatit-Bronzit (wie auch einigermaßen Mg-reicher Hypersthen) und monokliner (an $CaMgSi_2O_6$ reicher) Augit nebeneinander in einem Eruptivgestein vorkommen, hat man — insofern ich weiß, ohne Ausnahme — die Krystallisationsfolge 1 rhombischen und 2 monoklinen Pyroxen beobachtet. — Dies erklärt sich (cfr. d. Z. XXIV, pag. 483—489) dadurch, daß die binäre Kombination $Mg_2Si_2O_6$ (Enstatit) : $CaMgSi_2O_6$ (Diopsid) Typus IV angehört (siehe Fig. 34, wo A = Enstatit und B = Diopsid). Im ternären System (cfr. Fig. 42), wo $c = Mg_2Si_2O_6$ und $b = CaMgSi_2O_6$, krystallisiert bei Überschuß von c das Mineral C (Enstatit) in den meisten Fällen (cfr. Fig. 42—46) gänzlich aus vor dem Anfang der Krystallisation von B (Augit). Bei Überschuß von b wird die c-Menge in den meisten Fällen gänzlich in das B-Mineral (Augit) aufgenommen. Das Mineral C (Enstatit) gelangt somit hier nicht zur Ausscheidung; deswegen ist hier die Krystallisation von C nach B ausgeschlossen. — Ausnahmen hiervon sind freilich möglich innerhalb einiger lokaler Felder bei komplizierten Subfällen, wie beispielsweise an Fig. 45 und 46 erhellt. — Was hier für Kombinationen mit drei Komponenten entwickelt ist, mag im wesentlichen auch für Kombinationen mit noch mehreren Komponenten überführt werden.

---

[1]) Dieselbe ist gelegentlich kurz als die „eutektische Lehre" bezeichnet worden; dieses Schlagwort ist aber ziemlich irreleitend, indem die Mischkrystalle eine so überaus wichtige Rolle in den Eruptivgesteinen spielen.

[2]) Siehe d. Z. XXIV, pag. 440.

— Ferner erwähnen wir die Krystallisation der Spinellide, mit Komponenten $MgAl_2O_4$, $FeAl_2O_4$, $MgFe_2O_4$, $FeFe_2O_4$, $MgCr_2O_4$, $FeCr_2O_4$ usw. — Aus verschiedenen Gründen darf man annehmen, daß die binären Kombinationen ($MgAl_2O_4 : FeAl_2O_4$, $FeAl_2O_4 : FeFe_2O_4$, $MgCr_2O_4 : FeCr_2O_4$ usw.) wie auch die ternären und noch mehr zusammengesetzten Kombinationen kontinuierlich sind; ferner wissen wir, daß $MgAl_2O_4$ einen viel höheren Schmelzpunkt als $FeFe_2O_4$ hat; auch sind die Schmelzpunkte von $FeAl_2O_4$, $MgCr_2O_4$ und $FeCr_2O_4$ ziemlich hoch.

In vielen Gesteinen, wie in Gabbros, Basalten usw., deren Magmen eine ganz beträchtliche Anzahl von Komponenten führen, sind bekanntlich auf einer ziemlich frühzeitigen Stufe des Verfestigungsverlaufes teils Pleonast [(mit überwiegend $MgAl_2O_4$ nebst etwas $FeAl_2O_4$ und $MgFe_2O_4$ [1])] und teils, nämlich in Cr_2O_3-haltigen Magmen, Picotit (außer den obigen Komponenten auch mit $MgCr_2O_4$, $FeCr_2O_4$) ausgeschieden; die Krystallisation des Pleonastes, bzw. des Picotits ist aber einigermaßen frühzeitig abgeschlossen und in einer späteren Stufe ist Magnetit (oder Titanomagnetit) ausgeschieden, und zwar enthält dieser, insofern bisher bekannt, keine Beimischung von $MgAl_2O_4$, $FeAl_2O_4$, $MgFe_2O_4$ usw.

Also, um die Besprechung zu dem einfachst möglichen Fall (ohne Cr_2O_3, TiO_2) zu begrenzen,

zuerst $MgAl_2O_4$ mit etwas $FeAl_2O_4$, $MgFe_2O_4$ (und $FeFe_2O_4$);

und zum Schluß nur $FeFe_2O_4$.

Wegen der sehr beträchtlichen Anzahl von Komponenten — unter denen viele ein gemeinschaftliches Ion haben, wodurch eine Löslichkeitserniedrigung (wie von $MgAl_2O_4$, cfr. pag. 137) bewirkt wird — ist es zur Zeit unmöglich, den ganzen Krystallisationsverlauf in den Einzelheiten chemisch-physikalisch zu erörtern. Nur werden wir auf folgendes aufmerksam machen:

Die in den sich zuerst bildenden Spinellid-Mischkrystallen stattfindende Anreicherung von $MgAl_2O_4$, $FeAl_2O_4$, $MgFe_2O_4$, $MgCr_2O_4$ erklärt sich durch die Schwerschmelzbarkeit dieser Komponente (cfr. oben pag. 121);

---

[1]) Dabei wahrscheinlich auch mit etwas $FeFe_2O_4$; das Vorhandensein dieser letzteren Komponente neben $FeAl_2O_4$ und $MgFe_2O_4$ läßt sich analytisch nicht sicher feststellen.

und zur Analogie der Erscheinung, daß die schwerlöslichen Komponenten der Mischkrystalle relativ frühzeitig gänzlich auskrystallisieren, während zum Schluß $FeFe_2O_4$ ohne $MgAl_2O_4$, $FeAl_2O_4$ usw. ausgeschieden wird, verweisen wir auf die obige Erörterung (pag. 143—151) der ternären Kombination a, B, C; bei der vorwärts schreitenden Krystallisation nimmt die c-Menge in den B-Mischkrystallen immer ab und auf dem Schlußstadium resultieren B-Krystalle, die nur aus b, ohne c, bestehen.

— Schon im ternären System begegnet man in ziemlich vielen Fällen oder Subfällen einer frühzeitig abgeschlossenen Krystallisation des einen Minerals; noch häufiger wird dies in Systemen mit einer ganzen Reihe Komponenten, unter denen mehrere miteinander Mischkrystalle bilden, eintreten. Es mag somit nicht befremden, daß man selbst in Tiefeneruptivgesteinen, wo die Übersättigungserscheinungen ziemlich sicher eine unwesentliche Rolle spielen (siehe hierüber unten), ganz häufig eine mehr oder minder frühzeitig abgeschlossene Krystallisation von einem oder mehreren Mineralien begegnet.

Über Rosenbusch' Sätze für die Krystallisationsfolge.

Bekanntlich hat Rosenbusch für die Reihenfolge der Ausscheidungen in einem krystallisierenden Magma in großen Zügen die Sätze aufgestellt:

1. Die krystallinen Ausscheidungen in einem eruptiven Silikatmagma folgen sich nach abnehmender Basizität derart, daß in jedem Augenblicke der Gesteinsbildung der noch vorhandene Krystallisationsrückstand saurer ist als die Summe der bereits auskrystallisierten Verbindungen.

2. Die relativen Mengen der in einem eruptiven Silikatmagma vorhandenen Verbindungen wirken bedingend auf die Reihenfolge ihrer Ausscheidung insofern, als im allgemeinen die in geringeren Mengen vorhandenen früher auskrystallisieren.[1])

Der erstere Satz ist weiter ausgearbeitet:

a) Die ältesten Ausscheidungen aus einem krystallisierenden Magma sind gewisse Neben- und Übergemengteile, wie Phosphate, Eisenerze, Spinellide, Zirkon, Titanit, Perowskit usw.

b) Auf diese folgt die Ausscheidung der Mg- und Fe-, beziehungsweise Mg-Ca- und Fe-Ca-Silikate, wie Olivin, Biotit,

[1]) Siehe Mikrosk. Phys. d. Gest., III. Aufl., 1896, pag. 12 und andere Stellen.

Amphibole, Pyroxene usw. Innerhalb dieser Gruppe geht die Ausscheidung der Orthosilikate derjenigen der Metasilikate voraus, so daß Olivin vor Pyroxen usw. krystallisiert.

c) Darauf scheiden sich die kalkhaltigen, die kalkalkalihaltigen und die alkalihaltigen Silikate nach abnehmender Basizität aus, so daß Anorthit vor den Kalkalkalifeldspaten, diese vor den Alkalifeldspaten, Nephelin vor Leuzit usw. krystallisieren.

Den Schluß machen die freie Kieselsäure (Quarz) und die amorphen Erstarrungsprodukte.

Die Krystallisation einer späteren dieser vier Gruppen beginnt indessen nicht etwa erst dann, wenn die der vorhergehenden durchaus vollendet ist; der Beginn jeder späteren Gruppe greift vielmehr rückwärts über den Schluß jeder früheren Gruppe hinaus.[1])

— Bezüglich des zweiten dieser Sätze sind es, wie ich schon in Silikatschmelzlös. I und II hervorgehoben habe, im allgemeinen nicht die im geringeren, sondern im diametralen Gegensatz hierzu die in relativ überwiegender Menge vorhandenen Verbindungen, welche zuerst krystallisieren.

Mit dem betreffenden Satze hat Rosenbusch ziemlich sicher nur an Mineralien wie Apatit, Schwefelkies, Zirkon, Perowskit, Titanit, Spinell, Orthit usw. gedacht, die sehr frühzeitig krystallisieren, aber nicht weil, sondern trotz sie in geringer Menge vorhanden sind.

Bezüglich der Kiese bemerken wir, daß geschmolzene Sulphide und geschmolzene Silikate bei gewöhnlichem Druck eine begrenzte gegenseitige Löslichkeit ergeben; die Silikatschmelzen lösen nur etwas Sulphid und umgekehrt die Sulphidschmelzen etwas, und zwar ganz wenig Silikat. — Die Löslichkeit von Sulphid in geschmolzenem Silikat ist ziemlich verschieden für die verschiedenen Sulphide (ZnS, MnS, CaS, FeS usw.); die Löslichkeit scheint durchgängig viel größer in den basischen, an FeO, ZnO, MnO, CaO reichen Silikaten als in den sauren Silikaten zu sein[2]); ferner steigt die Löslichkeit sehr stark mit der Temperatur.

---

[1]) Siehe Elemente der Gesteinslehre, 1901, pag. 40 u. 41.

[2]) Hiermit darf in Verbindung stehen, daß FeO- und CaO-reiche basische Eruptivgesteine durchschnittlich gerechnet reicher an Kies sind als die sauren Eruptivgesteine.

Eine Reihe quantitativer Angaben hierüber findet man in Silikatschmelzlös. I, pag. 96—101; siehe auch ebenda pag. 108.

In Schlacken, welche ein paar Prozent CaS, (Ca, Mn)S oder (Zn, Fe) S nebst einigen Prozent Spinell führen, ist das Sulphid selbst früher als der Spinell ausgeschieden; die Krystallisation des Sulphids fand also bei der Abkühlung auf einem sehr frühzeitigen Stadium statt. Dies muß darauf beruhen, daß die Löslichkeit von Sulphid in Silikatschmelzen mit sinkender Temperatur sehr stark abnimmt.

Weil die Löslichkeit von Sulphid in Silikatschmelzen mit der Temperatur wächst, darf angenommen werden, daß die bei relativ niedriger Temperatur geltende begrenzte gegenseitige Löslichkeit von Sulphid und Silikat bei sehr hoher Temperatur in eine unbegrenzte Löslichkeit übergeht. Es wäre somit möglich, gar wahrscheinlich, daß hoch erhitzte Magmen alle möglichen Zwischenstufen zwischen Silikat und Sulphid ergeben können.[1])

Die ganz frühzeitige Krystallisation von Schwefelkies in Eruptivgesteinen — und zwar auch hier in mehreren Fällen noch früher als Spinell[2]) — darf nach meiner Meinung dadurch erklärt werden, daß die gegenseitige Löslichkeit von FeS_2 und Silikat unter Druck wie in den Magmen — in ähnlicher Weise wie bei Atmosphärendruck — bei sinkender Temperatur stark abnimmt; das in dem ursprünglich höher erhitzten Magma gelöste FeS_2 muß sich folglich bei der Abkühlung sehr frühzeitig ausscheiden.

Die ebenfalls sehr frühzeitige Krystallisation von Zirkon, Phosphaten (Apatit, in den Granitpegmatitgängen auch Monacit und Xenotim), Titanaten (Perowskit, Titanit) und mehreren anderen Verbindungen, die sich in bezug auf die Zusammensetzung ziemlich fremd den üblichen Silikatmineralien gegenüberstehen, bedeutet, daß diese Verbindungen in den gewöhnlichen Silikatschmelzlösungen relativ schwerlöslich sind. Die Löslichkeit von $ZrSiO_4$ in nicht besonders hoch erhitzter Silikatschmelzlösung möchte mit der Löslichkeit z. B. von $PbCl_2$[3]) oder gar beinahe von $BaSO_4$ in Wasser ver-

---

[1]) Ich gehe hier auf diese Frage, die durch das Studium der sulphidischen magmatischen Ausscheidungen geklärt werden mag, nicht näher ein.

[2]) Silikatschmelzlös. I, pag. 108.

[3]) Die Löslichkeit von $PbCl_2$ in Wasser ist bekanntlich viel größer bei 100° als bei 0°.

glichen werden.[1]) Ferner kommt für mehrere dieser „fremden" Verbindungen auch die Löslichkeitserniedrigung durch ein gemeinschaftliches Ion mit in Betracht, so für Apatit, Perowskit, Titanit usw. — Bezüglich Spinell verweise ich auf die obige Erörterung pag. 137.

Die Krystallisation der hier besprochenen Mineralien fing sehr frühzeitig an; sie dauerte aber in der Regel fort, noch nach dem Beginn der Ausscheidung der Silikatmineralien. Ich verweise diesbezüglich auf die von W. C. Brögger in Zeitschr. f. Kryst. Min. XVI, 1890, I, pag. 155—158, gelieferte Erörterung. — Für einige dieser „akzessorischen" Mineralien wird man ziemlich sicher, jedenfalls in einigen Fällen, ein sehr weites Spatium der Krystallisationsperiode nachweisen können.[2])

— Die Krystallisation von Magnetit beginnt, wenn dieser in ganz kleinen Mengen vorhanden ist, später als diejenige von Olivin, Melilith usw.; eine Reihe Beispiele hiervon sind in Silikatschmelzlös. I und II angeführt. Bezüglich der getrennten Aussonderung von Spinell und Magnetit verweise ich auf die oben pag. 154 gelieferte Erörterung.

— Bezüglich Rosenbusch' Satz über die Krystallisation der Silikatmineralien nach abnehmender Basizität betone ich im Anschluß an die Darstellung von Zirkel (Lehrb. d. Petrogr., 1893, I, pag. 728—737), daß es sich hier nicht um ein Gesetz handelt, sondern um eine Regel mit sehr vielen Ausnahmen.

Für zahlreiche Krystallisationsvorgänge ist Rosenbusch' Satz in den großen Zügen zutreffend. Die Ursache hierzu suche ich in der Lage der Eutektika (oder der eutektischen Linien), in den Ausscheidungsgesetzen für Mischkrystalle, in der Löslichkeitserniedrigung durch ein gemeinschaftliches Ion, ferner auch — wie es besonders

---

[1]) G. F. Becker deutet (in seiner Introduktion zu Day and Allens Feldspatarbeit, 1905) als eine Möglichkeit an, daß die Flüssigkeiten von Zirkon und Silikat eine begrenzte gegenseitige Löslichkeit zeigen sollten. So verhält es sich für Sulphid und Silikat. Zirkon und Silikat dürften sich aber nach aller Wahrscheinlichkeit anders verhalten.

[2]) Ich lenke die Aufmerksamkeit darauf, daß Apatit in mehreren Kugelgabbros und -Dioriten, wohl auch in einigen Kugelgraniten sich in relativ reichlicher Menge in den Zwischenmassen zwischen den Kugeln findet. Dies dürfte sich vielleicht (?) dadurch erklären, daß die Krystallisation des Apatits noch fortdauerte nach dem Abschluß der Ausscheidung der Kugeln.

von Doelter betont ist — in dem Krystallisationsvermögen und der Krystallisationstendenz; das letztere Moment ist namentlich bei den relativ sehr schnell abgekühlten Produkten von Bedeutung.

Die Lage des Eutektikums und der eutektischen Linien ist zu einem wesentlichen Teil, aber bei weitem nicht ausschließlich, von dem Schmelzpunktunterschied abhängig. Und die „basischen" Mineralien sind im großen ganzen gerechnet, obwohl mit mehreren Ausnahmen, schwerer schmelzbar als die sauren.

Als Beispiele erwähne ich:

Besonders schwer schmelzbar sind Korund, Spinell, Chromit, Rutil, Ilmenit, ferner auch Sillimannit (letzterer mit 37% SiO_2) usw.; Mg_2SiO_4 ist etwas schwerer schmelzbar als $Mg_2Si_2O_6$; $MgCaSiO_4$ schwerer schmelzbar als $MgCaSi_2O_6$; und im allgemeinen sind die gesteinsbildenden Olivine etwas schwerer schmelzbar als die Augite.

Leucit ist schwerer schmelzbar als Orthoklas (alle beide mit 1 K : 1 Al; Leucit mit 55, Orthoklas mit 66% SiO_2).

Nephelin ist etwas schwerer schmelzbar als Akmit (hier muß freilich der Einfluß von $\ddot{F}e$ in Akmit statt $\ddot{A}l$ in Nephelin berücksichtigt werden).

Anorthit hat einen nicht unwesentlich höheren Schmelzpunkt als Albit.

Von dieser Regel gibt es aber mehrere Ausnahmen; die meist bemerkenswerte bildet der Quarz, der unter den mehr verbreiteten Mineralien ohne Vergleich dasjenige ist, das den höchsten Schmelzpunkt hat.

Wegen der relativen Schwerschmelzbarkeit der meisten oder jedenfalls vieler basischen Mineralien, verglichen mit den sauren — wie auch als ein mehr untergeordnetes Moment, weil viele von den „basischen" Mineralien, wie Spinell, Korund, Ilmenit und Olivin, verglichen mit den Pyroxenen, Feldspaten usw. unter Voraussetzung derselben Polymerisation eine niedrigere Molekulargröße[1]) ergeben — folgt als Regel, daß die Zusammensetzung des Eutektikums am weitesten von dem Mineral mit der niedrigsten Basizität entfernt liegt. Von dieser Regel gibt es jedoch eine ganze Anzahl von Ausnahmen.

In der Lage des Eutektikums ist nach meiner Meinung die Hauptursache zu der begrenzten Gültigkeit von der Krystallisationsfolge nach abnehmender Basizität zu suchen.

Ferner kommt auch mit in Betracht, daß die basischen Komponenten im ganzen gerechnet eine größere Menge von Kationen (Mg, Fe, Ca, Na, K usw.) führen als die sauren; die Beförderung der frühzeitigen Krystallisation durch die Löslichkeitserniedrigung

[1]) Siehe hierüber Silikatschmelzlös. II, pag. 135, 222.

bei einem gemeinschaftlichen Ion wird sich somit im großen ganzen gerechnet namentlich bei den basischen Mineralien geltend machen. — Die Anionen (die Si-haltigen Ionen) werden bei den verschiedenen Komponenten wahrscheinlicher Weise meist von verschiedener Zusammensetzung sein und dürften deswegen in der Regel für die Löslichkeitserniedrigung von mehr untergeordneter Tragweite sein.

Daß die basischen Plagioklase im allgemeinen früher als die sauren Plagioklase krystallisieren, beruht darauf, daß An : Ab zu Mischkrystalltypus I gehört, mit Schmelzpunkt von An höher als von Ab. — Die Kalknatronfeldspate sind in der Natur entschieden reichlicher vertreten als die Kalifeldspate; so mag man in den Eruptivgesteinen durchschnittlich etwa 2 Teile Plagioklas auf 1 Teil Orthoklas (mit Mikroklin, Sanidin) rechnen.[1]) Hieraus folgt, indem wir ferner berücksichtigen, daß die „Individualisationsgrenze" zwischen Orthoklas und Plagioklas in den Gesteinen approximativ bei 2 Ab + An : 3 Or liegt,

---

[1]) Alle bisherigen Zusammenstellungen (drei von Clarke, ferner von Harker und Washington) über die durchschnittliche quantitative Zusammensetzung der Eruptivgesteine ergeben mehr CaO als Na_2O und mehr Na_2O als K_2O. — Benutzen wir die letzte Berechnung von Clarke (U. S. Geol. Surv. Bull., 228, 1904), nämlich 4·90% CaO, 3·55% Na_2O, 2·80% K_2O, ferner seine Bestimmung, daß die Feldspate ca. 59·5% der Gesteine ausmachen, und nehmen wir ferner darauf Rücksicht, daß die ganz überwiegende Menge von Na_2O und K_2O, dagegen eine relativ kleinere Menge von CaO in den Feldspaten eingeht, erhalten wir als Resultat, daß die Feldspatmenge, ca. 59·5%, sich auf etwa 17% Or gegen 42·5% Ab + An verteilen sollte. Dabei muß aber auch berücksichtigt werden, daß Orthoklas mehr von Ab + An führt als Plagioklas von Or; das Resultat wird folglich rund 2 Teile Plagioklas auf 1 Teil Orthoklas.

Wie es in den späteren Jahren unter anderem von E. Weinschenk (Allgemeine Gesteinskunde, 1902, I, pag. 32) und T. P. Mennell (Geol. Mag., London 1904, I, pag. 263) — cfr. auch meine Abhandl. in Zeitschr. f. prakt. Geol., 1898, pag. 226 — betont ist, muß man, um eine exakte Durchschnittsberechnung der Zusammensetzung der Eruptivgesteine erhalten zu können, nicht nur eine große Reihe Gesteinsanalysen, sondern auch die relative Verbreitung der Gesteine berücksichtigen; und zwar spielt Granit quantitativ gerechnet die wichtigste Rolle. — Wegen der großen Verbreitung des Granits meint Weinschenk, daß die Orthoklasgesteine die Plagioklasgesteine überwiegen und daß das Kali über das Natron vorherrscht. Diese Behauptung betrachte ich jedoch als sehr fraglich.

Als Argument verweise ich auf die kürzlich erschienene Arbeit von P. J. Holmquist, „Studien über die Granite von Schweden" (Bull. of the Geol. Inst. of Upsala, Vol. VII), wo Tafel 8a eine „Graphische Darstellung von dem Verhältnis der K-, Na- und Ca-Atome der schwedischen Granite" zeigt. Dieselbe ergibt:

daß die Krystallisationsfolge: 1. Plagioklas, 2. Orthoklas durchschnittlich gerechnet häufiger eintreten muß als die umgekehrte: 1. Orthoklas, 2. Plagioklas. — Rosenbusch' Regel, daß die Kalknatronfeldspate früher als die Kalifeldspate krystallisieren, dürfte für etwas mehr als 50% der sämtlichen Fälle zutreffend sein; es handelt sich jedoch hier um eine Regel mit so überaus zahlreichen Ausnahmen, daß man eigentlich nicht von einer Regel sprechen sollte.

Eine wichtige Begründung seines Satzes über die Krystallisationsfolge nach abnehmender Basizität hat Rosenbusch unzweifelhaft darin gefunden, daß die Grundmasse, bzw. die Glasbasis bei Andesiten, Daciten, Trachyten, Feldspatporphyren usw. mit zwischen etwa 56% und 70% SiO_2 saurer (SiO_2-reicher) als die ganzen Gesteine sind, und daß der Quarz in den Quarzgabbros, Quarzdioriten, Quarzsyeniten und in den nicht besonders SiO_2-reichen Graniten erst relativ spät zu krystallisieren beginnt. Dies beruht auf der Zusammensetzung der quarzhaltigen Eutektika; wo die Menge von freien SiO_2-Komponenten in den Magmen höher ist als in diesen Eutektika, beginnt Quarz — bei nicht besonders schneller Abkühlung — sehr frühzeitig zu krystallisieren; wir bekommen in solchen Fällen eine Krystallisationsfolge in diametralem Gegensatz zu der Regel bezüglich der abnehmenden Basizität.

Bei schneller Abkühlung solcher SiO_2-reichen und sehr viskosen Magmen mag die Krystallisation des Quarzes, dessen Krystallisationsvermögen sehr gering ist, etwas retardiert werden; und bei sehr

K : Na + Ca - Verhältnis			Anzahl schwedischer Granite
0·9—0·8	K : 0·1—0·2	Na + Ca	1
0·8—0·7	„ : 0·2—0·3	„	1
0·7—0·6	„ : 0·3—0·4	„	6
0·6—0·5	„ : 0·4—0·5	„	21
0·5—0·4	K : 0·5—0·6	Na + Ca	34
0·4—0·3	„ : 0·6—0·7	„	26
0·3—0·2	„ : 0·7—0·8	„	21
0·2—0·1	„ : 0·8—0·9	„	4
0·1—0·0	„ : 0·9—1·0	„	2

In den analysierten Graniten ist somit durchschnittlich gerechnet Na + Ca viel reichlicher hervortretend als K; und in 62 Gesteinen findet sich mehr Na als K, nur in 56 Gesteinen dagegen mehr Na als K.

Selbst in den sauren Tiefengesteinen ist Plagioklas en bloc gerechnet ziemlich sicher durchschnittlich etwas mehr verbreitet als Orthoklas.

schneller Abkühlung wie in Laboratorienversuchen mit (trockenen) Silikatschmelzen gelangt der Quarz überhaupt nicht zur Ausscheidung.

— Durch diese Erörterung erklären sich nach meiner Meinung vom physikalisch-chemischen Standpunkte die wichtigsten Punkte in Rosenbusch' empirischem Satz, der jedoch keine allgemeine Gültigkeit hat, bezüglich der Krystallisationsfolge nach abnehmender Basizität.

Über die Ursachen zu den wichtigsten Strukturformen der Eruptivgesteine.

Die primären Strukturformen der Eruptivgesteine beruhen auf den drei voneinander unabhängigen Faktoren:

chemische Zusammensetzung des Magmas[1]),
Druck und
Zeit.

Die Temperatur und die Viskosität der Lösung in dem Erstarrungsintervall werden von diesen drei Faktoren bedingt.

— Diejenige Tiefe, in welcher die uns zugänglichen Eruptivgesteine erstarrt sind, wechselt von 0 Kilometer (Oberfläche der Lavaergüsse) bis zu etwa 10—25 Kilometern, gelegentlich vielleicht auch darüber. Der in den Magmen herrschende Druck wechselt somit annähernd von 1 Atmosphäre bis zu etwa 2700—6700 Atmosphären, gelegentlich auch darüber.[2]) In zahlreichen Fällen dürfte es sich um einen Druck zwischen etwa 250 Atmosphären und etwa 2000 Atmosphären — entsprechend einer Tiefe von etwa 1—7½ Kilometer — handeln.

— Die Zeit (Dauer der Erstarrungsperiode) ist im allerhöchsten Grade variabel.

Ein in der Tiefe lakkolithisch injiziertes Magma wird im allgemeinen etwas, in vielen Fällen gar ganz hoch oberhalb der Temperatur am Beginn (t_2) der Krystallisation erhitzt gewesen sein, nämlich zu einer anfänglichen Temperatur t_1. Bei der Abkühlung von t_1 bis t_2 — mit sp. Wärme des Magmas auf diesem Intervall nicht weniger als etwa 0·4—0·45[3]) — werden die schon vor der lakkolithischen Injektion mehr oder minder erwärmten Gesteine ganz

[1]) Hierin wird auch das magmatische Wasser usw. einbegriffen.

[2]) Außer der von oben stammenden Belastung ist auch der von unten herrührende Druck zu berücksichtigen.

[3]) Siehe Silikatschmelzlös. II, pag. 48—50.

bedeutend erhitzt. Die Krystallisation des Magmas in dem Erstarrungsintervall von t_2 bis t_3 findet also innerhalb einer mächtigen, häufig gar ein oder mehrere Kilometer mächtigen Hülle von ganz hoch erwärmten und ziemlich schlechten Wärmeleitern statt. Während der Krystallisation wird nicht nur die sp. Wärme, repräsentierend pro Gramm ca. 35—40 Grammkalorien bei einem Temperaturfall von 100°, sondern auch — bei vollständiger Krystallisation — die latente Schmelzwärme, etwa 80—100 Grammkalorien pro Gramm Substanz, abgegeben. Diese hohe latente Schmelzwärme verzögert die Dauer der Krystallisationsperiode ganz beträchtlich. Die Abkühlung während des Krystallisationsintervalles dauert, wenn $t_2 - t_3 = 100°$ beträgt, etwa 3- oder 3·5mal so lange wie auf dem ersten 100° Temperaturfall unterhalb des Abschlusses t_3 der Krystallisation.[1])

Nehmen wir als den extremen Gegensatz eine dünne Lavadecke, so wird erstens die Temperatur (t_1) am Ausfluß im allgemeinen nicht so hoch sein wie bei den lakkolithisch injizierten Magmen, indem die Temperatur des Magmas während der Aufpressung in der Vulkanspalte gesunken ist. — Zweitens wird die Abkühlung der Lavadecke hauptsächlich durch Ausstrahlung — mit anfänglichem Temperaturunterschied etwa 1000° oder darüber zwischen flüssiger Lava und Luft — bewirkt, während die Abkühlung bei den Lakkolithen und Gängen auf Wärmeleitung, schlechten Wärmeleitern entlang, beruht. Selbst bei derselben Mächtigkeit einer Lavadecke und eines Eruptivganges wird somit die Abkühlung der Decke im allgemeinen schneller vor sich gehen als bei dem Gange. — Und drittens wird die latente Schmelzwärme, bei glasiger oder teilweise glasiger Entwicklung der Lava, nicht oder nur teilweise abgegeben; bei einer stark glasigen Entwicklung wird die Erstarrungsperiode, wenn $t_2 - t_3 = 100°$ gesetzt wird, aus diesem letzteren Grunde zu etwa einem Drittel verkürzt, verglichen mit der entsprechenden Erstarrungsperiode der krystallinen Gesteine.

Vergleichen wir miteinander einerseits eine dünne Lavadecke und andererseits ein in bedeutender Tiefe erstarrtes Magma von einer Größe von Hunderten oder Tausenden von Kubikkilometern, so muß das Erstarrungsintervall, $t_2 - t_3$, des gigantischen Tiefenmagmas nicht nur hundert-, sondern tausend-, vielleicht gelegentlich gar

[1]) Ich verweise auf die in Silikatschmelzlös. II veröffentlichten, auf Experimenten basierten Abkühlungskurven von Silikatschmelzen.

millionenmal so lange gedauert haben wie bei der dünnen Decke. — Zwischen diesen Extremen gibt es in bezug auf die Dauer der Abkühlung kontinuierliche Übergänge, verursacht besonders durch die Größe der Tiefengesteinsmagmen, der Mächtigkeit der Gänge und der Dicke der Ergüsse.

— Dasjenige Temperaturintervall, t_2—t_3, innerhalb welchem die Krystallisation eines Magmas stattfindet, wird, falls die Übersättigung außer Betracht gesetzt werden konnte, nur ziemlich wenig durch Druck erhöht; wenn es sich in einem Falle um Erstarrung in einer Tiefe von 1 Kilometer, in einem anderen dagegen von 10 Kilometern handelt, bekommen wir im letzteren Falle nur eine Erhöhung, die durch ein Maß wie etwa 10—20° oder vielleicht etwas darüber gemessen werden mag (s. oben pag 109). — In der Tat muß aber auch die Übersättigung berücksichtigt werden; dieselbe ist unzweifelhaft in Magmen von derselben chemischen Zusammensetzung eine Funktion der Zeit, und zwar derart, daß der für die Krystallisation nötige Grad von Übersättigung mit schneller Abkühlung zunimmt. Bei äußerst langsamer Abkühlung mag die Übersättigung völlig oder beinahe völlig außer Betracht gesetzt werden (cfr. das Zitat nach Ostwald, d. Z. XXIV, pag. 449); und selbst bei den einigermaßen langsam und deswegen nicht glasig erstarrten Decken- und Ganggesteinen erreicht der für die Krystallisation nötige Grad der Übersättigung für Mineralien wie die Feldspate, Augit, Olivin usw. nur ein ziemlich kleines Maß (s. d. Z. XXIV, pag. 483, 515), so für die Plagioklase nur einen kleinen Bruchteil von etwa 65° oder 100°, also nur etwa 5—25° oder Werte annähernd von dieser Größe.

Falls ein Magma in einem Falle in einer Tiefe von 1 *km*, in einem anderen Falle von 10 *km* krystallin erstarrt, wird somit das Krystallisationsintervall, t_2—t_3, um etwa 10—20° oder etwas darüber plus einem Bruchteil von 100°, also in Summa nur um etwa 50° oder Werte annähernd von dieser Größe verschoben.

Doelter schreibt in seiner Phys.-chem. Min., 1905, pag. 113: „Drei Faktoren bedingen die Struktur: Temperatur, Druck, chemische Zusammensetzung. Vor allem ist sie eine Funktion der Temperatur.“ — Der letzteren Behauptung kann ich gar nicht zutreten. — An anderen Stellen in seinen späteren Arbeiten hebt Doelter, und zwar nach meiner Meinung mit vollem Recht, die Bedeutung der Zeit (Abkühlungsdauer) hervor.

— Die meisten Eruptivgesteine, wie die Granite, Augitsyenite, Diorite, Gabbros usw. mit zugehörigen Gang- und Ergußgesteinen, zeigen eine anchi-eutektische Zusammensetzung; das Erstarrungsintervall, t_2—t_3, der meisten Eruptivgesteine liegt folglich bei einer relativ niedrigen Temperatur[1]); und zwar ist die am Beginn des Erstarrungsintervalls herrschende Temperatur, t_2, in den so überaus stark verbreiteten anchi-eutektischen Magmen niedriger als der Schmelzpunkt der meisten Mineralien in den umgebenden Gesteinen. Diese Mineralien können deswegen, nach der Abkühlung des Magmas hinunter zum Anfange der Krystallisationsperiode nicht zur Schmelzung gebracht werden.

Wenn ein Magma in eine vor der Eruption nicht besonders hoch erhitzte Gesteinsreihe injiziert wird, erleidet das Magma wegen des Wärmetransportes zu den umgebenden Gesteinen eine Abkühlung in den Grenzpartien. Unmittelbar längs der Kontakte wird somit die Überhitzung des Magmas — oberhalb der Temperatur am Anfange der Erstarrung — in solchen Fällen nicht sehr hoch ausfallen.

Die umgebenden Gesteine werden — durch Einwirkung von Wärme, Druck und dem entweichenden Wasser usw. — kontaktmetamorphosiert, aber, wie es besonders von W. C. Brögger[2]) durch geologische und petrographische Beobachtungen nachgewiesen ist, im allgemeinen nicht oder nur in einer ganz kleinen Ausdehnung umgeschmolzen oder aufgelöst. Die Erklärung hierzu muß nach meiner Meinung darin gesucht werden, daß die in Kontakt mit den festen Gesteinen tretende Magmagrenzpartie in der Regel meist schon etwas abgekühlt war, und zwar bei anchi-eutektischen Magmen unterhalb des Schmelz-

[1]) Zufolge der Untersuchungen von dem Geophysical Laboratory of the Carnegie Institution krystallisiert $CaSiO_3$ unter Druck von einer Atmosphäre als Wollastonit bei einer Temperatur von unterhalb 1180°, bei höherer Temperatur dagegen als Pseudowollastonit (α-$CaSiO_3$, pseudohexagonal). Nur der erstere entsteht bei der Kontaktmetamorphose; die bei der Bildung des Wollastonits in den kontaktmetamorphen Schichten herrschende Temperatur muß somit niedriger gewesen sein als t, wo $t = 1180° \pm$ der Verschiebung der Umwandlungstemperatur von $CaSiO_3$ durch Druck.

Auch die Bildung von Enstatit — und nicht oder nur ganz ausnahmsweise von dem monoklinen sogenannten Mg-Pyroxen, der bei hoher Temperatur unterhalb des Schmelzpunktes von $MgSiO_3$ entsteht — in den Eruptivgesteinen gibt eine relativ niedrige Erstarrungstemperatur der enstatithaltigen Eruptivgesteine an. — Auch ist die auffallend niedrige Umwandlungstemperatur von Quarz zu Tridymit sehr bemerkenswert.

[2]) Siehe namentlich: Die Eruptivgesteine des Kristianiagebiets, II, 1895.

punktes der Mineralien der umgebenden Gesteine; ferner kommt auch mit in Betracht, daß die zur Schmelzung (oder Auflösung) der festen Gesteine nötige Wärmemenge ganz bedeutend ist.[1])

Bei Eruptionen von gigantischen Magmamengen in bedeutender Tiefe, wie etwa 20—50 *km*, wo die umgebenden festen Gesteine schon anfänglich eine sehr hohe Temperatur besitzen, wird es sich wahrscheinlicherweise anders verhalten; hier wäre eine „Resorption" in großer Ausdehnung zu erwarten; eine solche wird sich aber in den meisten Fällen der geologischen Beobachtung entziehen.

— Die Viskosität beruht auf Zusammensetzung, Temperatur und Druck.

Bei dem Druck von einer Atmosphäre ist die Viskosität der (trockenen) Silikatschmelzen verschiedener Zusammensetzung bei derselben Temperatur bekanntlich in hohem Grade verschieden. So fließen z. B. bei 1350° Schmelzen von $KAlSi_3O_8$ oder $NaAlSi_3O_8$ beinahe steif wie Teer; von $KAlSi_2O_6$ nicht ganz so steif, während dagegen Schmelzen von $(Fe, Mg)_2SiO_4$ oder $(Mn, Fe)_2SiO_4$ bei derselben Temperatur lieber mit Wasser verglichen werden mögen. — Einer alten Erfahrung zufolge sind die sauren Silikatschmelzen (mit etwa 60—75% SiO_2) bei demselben Basenverhältnis sehr erheblich steifflüssiger als die basischen (mit etwa 35—45% SiO_2).[2])

Zufolge der alten Erfahrungen, die kürzlich durch eine Reihe Untersuchungen von Doelter verifiziert worden sind, nimmt die Viskosität einer und derselben (trockenen) Silikatschmelze — bei gewöhnlichem Druck — mit steigender Temperatur ab, und zwar für manche Schmelzen ganz erheblich.

---

[1]) Das letztere werden wir durch ein Beispiel erleuchten. Die latente Schmelzwärme — oder im allgemeinen, die Wärmemenge zur Überführung eines Gesteins von der festen zu der flüssigen Masse — setzen wir pro Gramm Substanz = 100 Grammkal. und die sp. Wärme des Magmas sei 0·4. — Um 1 Gewichtsteil festes Gestein zu schmelzen (oder aufzulösen) ist nötig: 2·5 Gewichtsteile Magma, das um 100°, oder 5 Gewichtsteile Magma, das um 50° abgekühlt wird.

[2]) Bezüglich der Erfahrungen über die Viskosität von Schlacken und Glasflüssen verweise ich auf eine Zusammenstellung von mir in Zeitschr. f. prakt. Geol., 1893, pag. 275. — Eine Reihe neuerer Untersuchungen sind von Doelter und von Day und Allen veröffentlicht; besonders verweise ich auf die Untersuchungen Doelters über die Viskosität in der nächsten Nähe der Schmelzpunkte der Mineralien und auf diejenigen von Day und Allen über die Viskosität von $KAlSi_3O_8$, $NaAlSi_3O_8$ und $CaAl_2Si_2O_8$.

Der Erörterung der physikalischen Chemiker zufolge steigt die Viskosität mit dem Drucke. Dann ist auch zu berücksichtigen, daß die Dünnflüssigkeit mit steigender Wassermenge der Magmen, zufolge der Auffassung der physikalischen Chemiker, wie Arrhenius und anderer, zunehmen muß und daß die Menge des magmatischen Wassers unter sonst gleichen Bedingungen mit dem Drucke erhöht wird.

Vergleichen wir miteinander zwei Magmen von derselben chemischen Zusammensetzung (jedoch das magmatische Wasser nicht berücksichtigt), unter denen das eine in einer Tiefe von 1 *km*, das andere dagegen in einer Tiefe von 10 *km* erstarrt, mag die Viskosität in dem Krystallisationsintervall, t_2—t_3, durch die etwas — bis zu etwa 50° — höhere Temperatur im letzteren Falle vermindert werden; in derselben Richtung wirkt auch die mit dem steigenden Drucke präsumptiv höhere magmatische Wassermenge, während andererseits der höhere Druck an und für sich die Viskosität vergrößern würde.

Welcher Faktor hier am stärksten wirkt, läßt sich nicht sicher entscheiden. Nur darf man im allgemeinen annehmen, daß die durch Druck an und für sich bewirkte Steigerung der Viskosität die durch die ein klein wenig erhöhte Temperatur in dem Erstarrungsintervall bewirkte Verminderung der Viskosität nicht unwesentlich überwiegt. Dabei ist aber auch die vermutete Beförderung der Dünnflüssigkeit durch die mit steigendem Druck vergrößerte magmatische Wassermenge zu berücksichtigen.

Aus geologischen Beobachtungen über lange und schmale Gänge und gar ganz feine Adern von granitischen Eruptivgesteinen ziehen wir den Schluß, daß die granitischen Magmen in der Tiefe — jedenfalls bis zu 5—10 *km* — bei der Injektion ziemlich dünnflüssig waren; bei der Abkühlung hinunter zu dem bei den anchi-eutektischen Magmen ziemlich niedrig gelegenen Erstarrungsintervall muß aber die Viskosität zugenommen haben, und zwar ziemlich sicher in ganz hohem Grade.

Wir haben oben nachgewiesen, daß die in dem Erstarrungsintervall, t_2—t_3, herrschende Temperatur bei einem Tiefengestein nur eine Kleinigkeit höher sein mag als bei einem — hauptsächlich krystallin erstarrten — Ergußgestein von derselben Zusammensetzung. Ferner haben wir gefunden, daß ein etwas höherer oder niedrigerer Druck nur einen relativ untergeordneten Einfluß auf die Krystallisationsfolge auszuüben vermag.

Hieraus schließen wir, daß die Hauptursache zu den verschiedenen Strukturformen der Eruptivgesteine nicht in Temperatur und Druck zu suchen sein mögen; vielmehr mag Zeit (Dauer des Erstarrungsintervalles) der wichtigste Faktor gewesen sein.

— Bezüglich der mehr oder minder glasigen Erstarrung der Eruptivgesteine ist bekanntlich schon längst durch geologische Beobachtung festgestellt worden, daß dieselbe eine Funktion der Zeit ist: je schnellere Abkühlung, desto mehr Glas. — Die glasige Struktur ist en bloc gerechnet viel mehr hervortretend bei den sauren Erguß- und Ganggesteinen, was unzweifelhaft der bekannten Erklärung zufolge darin zu suchen ist, daß die sauren Magmen viskoser als die basischen sind (s. pag. 166).

Je weiter die Krystallisation eines aus voneinander unabhängigen Komponenten bestehenden Magmas vorwärts schreitet, desto mehr nähert sich die Restflüssigkeit im großen ganzen gerechnet — obwohl mit gewissen Unterbrechungen, der Übersättigung wegen — einem Eutektikum; je niedriger die Temperatur der Lösung sinkt, desto höher wird im allgemeinen [1]) die Viskosität. — Bei relativ schneller Abkühlung erstarrt die Restflüssigkeit als Glas, das sich in bezug auf Zusammensetzung mehr oder minder einem Eutektikum nähert.[2])

Und je näher das ursprüngliche Magma einem Eutektikum — und zwar besonders einem Eutektikum mit mehreren Komponenten — steht, desto höher ist die Viskosität bei der Abkühlung herunter zu der bei diesen Magmen relativ niedrig gelegenen Krystallisationstemperatur, desto längere Zeit ist somit nötig, um eine Krystallisation zu erhalten. Bei relativ schneller Abkühlung resultiert folglich ein Gestein, das ganz überwiegend aus Glas besteht. — Hierdurch erklärt sich, daß überaus die meisten Liparit-Obsidiane und -Perlite eine Zusammensetzung nicht sehr weit von dem Quarz: Feldspat-Eutektikum ergeben; und zwar darf es nicht auf einem Zufall beruhen, daß eine auffallend große Anzahl von Obsidianen eine Zusammensetzung annähernd wie das ternäre Eutektikum Qu : Or : Ab oder Ab + An ergeben. Ich beabsichtige, dies durch eine Zusammenstellung von Analysen von Obsidianen in einer späteren Abhandlung näher zu erörtern (cfr. auch d. Z. XXIV, pag. 458 u. 459).

[1]) Über mögliche Ausnahmen hiervon siehe d. Z. XXIV, pag. 458.

[2]) Beispiel hiervon findet man in d. Z. XXV, pag. 377 u. flg.

— Die Ursache des Unterschiedes zwischen der körnigen und der porphyrischen Struktur erklärt Rosenbusch bekanntlich dadurch, daß „die körnige Struktur eines Eruptivgesteines deutlich darauf hinweist, daß der Verfestigungsprozeß desselben ein ununterbrochener, einheitlicher und langsamer gewesen sein muß, während die porphyrische Struktur auf einen Hiatus in der Gesteinsentwicklung, auf eine sprungweise Veränderung in den physikalischen Verfestigungsbedingungen deutet".[1]) Diesem Satz kann ich im wesentlichen beitreten.

Rosenbusch hat bekanntlich den Hiatus bei der porphyrischen Entwicklung durch zwei getrennte Erstarrungsstufen — von den Einsprenglingen in einer frühzeitigen intratellurischen Periode und von der Grundmasse (oder der Basis) in einer späteren Effusionsperiode — zu deuten versucht. Diese Erklärung ist unzweifelhaft in einigen Fällen zutreffend, nämlich wo ein Magma nach dem Beginn der Krystallisationsperiode — also in dem Temperaturintervall t_2—t_3 — höher hinauf gepreßt wird; Rosenbusch' Deutung ist aber bei weitem nicht für alle Fälle gültig und sie erklärt nicht das Essentielle bei der Porphyrstruktur. Dies ist nach meiner Meinung in überzeugender Weise von Zirkel[2]) und namentlich von L. V. Pirsson[3]) festgestellt worden: die Ausscheidung der Einsprenglinge hat in überaus zahlreichen Fällen in situ stattgefunden (oder in demselben Niveau wie diejenige der Grundmasse oder der Glasbasis).

Aus den geologischen Beobachtungen ziehen wir den Schluß, daß die Porphyrstruktur nicht vom Druck, sondern von der Zeit abhängig ist.

Wir begegnen Porphyrstruktur sowohl in Ergußgesteinen, die an der Oberfläche erstarrt sind, wie auch in Ganggesteinen, häufig auch in Grenzfazies von Tiefengesteinen, die in einer Tiefe von mehreren Kilometern erstarrt sind.

---

[1]) Elemente der Gesteinslehre, 1901, pag. 50. (Das Gesperrte von mir gesperrt.) Siehe auch seine früheren Arbeiten, darunter „Über das Wesen der körnigen und der porphyrischen Struktur bei Massengesteinen" (Neues Jahrb. f. M., 1882, II).

[2]) Lehrb. d Petrogr., 1893, I, pag. 737 u. flg.

[3]) On the phenocrysts of intrusive igneous rocks. Amer. Journ. of Sc., Vol. VII, 1899.

Pirssons geologische Beweise werde ich durch folgendes ergänzen: in den gemischten Gesteinsgängen sind die Einsprenglinge oftmals von anderer Zusammensetzung in der Salbandzone als in der Gangmitte.

In der Mitte und an der Grenzpartie eines Tiefengesteines war der Druck annähernd derselbe; der strukturelle Unterschied — körnig in der Mitte, porphyrisch an der Grenze — mag hier nicht auf Druck beruhen, sondern auf der schnelleren Abkühlung der Grenze entlang.[1]) — Die in den Tiefengesteinen aufsetzenden schmalen, aus dem ursprünglichen gemeinschaftlichen Magma stammenden aschisten oder diaschisten Gänge zeigen in der Regel porphyrische, das umgebende Tiefengestein dagegen körnige Struktur; beide sind unter annähernd demselben Druck erstarrt; in bezug auf Dauer der Abkühlung gab es dagegen einen großen Unterschied.

Ich finde es nicht nötig, eine Reihe weiterer Argumente für die nahe Beziehung zwischen Porphyrstruktur und relativ schneller Abkühlung zu erörtern oder lieber diese aus der einschlägigen Literatur zu rekapitulieren.

Gestützt sowohl auf die theoretische Erörterung (s. d. Z. XXIV, pag. 449 u. 450) wie auch auf die vorliegenden Beobachtungen ziehen wir den Schluß, daß der für die Krystallisation nötige Grad von Übersättigung — welcher für die verschiedenen Mineralien höchst variabel ist — im allgemeinen mit der Dauer der Abkühlung abnimmt.

Die Porphyrstruktur ist eine generelle Erscheinung, die in Beziehung zu relativ schneller Erstarrung steht;

bei relativ schneller Erstarrung krystallisieren die verschiedenen Mineralien zuerst, nachdem eine gewisse, und zwar nicht ganz unwesentliche Übersättigung stattfindet;

durch die Übersättigung wird ein „Hiatus“ in dem Krystallisationsverlauf hervorgerufen;

in diesem durch die Übersättigung bewirkten „Hiatus“ haben wir nach meiner Meinung die generelle Erklärung der Porphyrstruktur zu suchen.[2])

Bezüglich des durch die Übersättigung bewirkten „Hiatus“ verweise ich auf die Darstellung in d. Z. XXIV, pag. 453—456, deren Resultate ich unter Hinweis auf Fig. 47 und 48 rekapituliere.

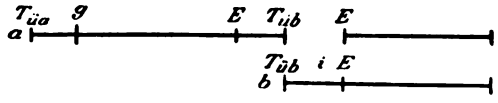
---

[1]) Auch die sphäroidale Struktur der Tiefengesteine (Kugelgranit, Kugelgabbro usw.) ist in den meisten Fällen (oder durchgängig?) eine Grenzfazieserscheinung.

[2]) Dies habe ich schon in früheren Arbeiten hervorgehoben, so in der Zeitschr. f. Elektrochemie, 1903, pag. 852—856; siehe Ref. im Neuen Jahrb. f. Min., 1904, II, pag. 164.

Im binären System mit voneinander unabhängigen Komponenten (wie auch bei Mischkrystalltypus V) haben wir die folgenden Krystallisationsstufen:

Fig. 47.



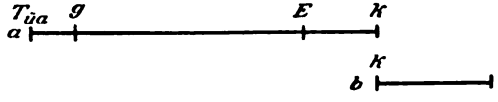
1. zuerst nur a, anfangs in dem Übersättigungsgebiet von $T_{üa}$ bis g oder f (s. Fig. 7, 47), dann von g oder f bis E und dann weiter von E bis $T_{üb}$;

2. darauf nur b, mit Aufhören der Krystallisation von a, indem a in der Regel etwas resorbiert wird (s. d. Z. XXIV, pag. 455), auf der Strecke von $T_{üb}$ meist via i nach E;

3. und zum Schluß a und b gleichzeitig.

Unter gewissen Bedingungen, und zwar besonders bei relativ schneller Abkühlung, wenn dabei das Krystallisationsvermögen von b sehr klein ist und wenn das Eutektikum aus viel a und wenig b besteht, mag die Krystallisation von a, nach der Überschreitung

Fig. 48.



von E fortdauern, weiter bis k, nämlich bis alles a ausgeschieden ist (Fig. 7, 48); wir erhalten in solchen Fällen zwei getrennte Krystallisationsperioden, zuerst nur a und später nur b.[1])

Bei drei oder noch mehreren voneinander unabhängigen Komponenten mag die Übersättigung mehrmals im Verlaufe des Ver-

[1]) Bei besonders schneller Abkühlung, und zwar namentlich, wo das eine oder alle beiden Mineralien ein sehr kleines Krystallisationsvermögen besitzen, mag die gesamte Krystallisation in dem Gebiet „Übersättigt an a und b" (Fig. 6) stattfinden. — Über Krystallisation von etwas b vor a, also über einen scheinbaren „Widerspruch gegen die eutektische Lehre", s. d. Z. XXIV, pag. 456; dieser Fall wird bei schneller Abkühlung besonders eintreten, wenn das Krystallisationsvermögen von b viel größer als dasjenige von a ist. Ich glaube, daß sich hierdurch eine ganze Reihe der von Doelter und seinen Schülern geschilderten Ergebnisse der Krystallisationsfolge, bei sehr schneller Abkühlung erklären läßt. Die Dauer der Abkühlung bei diesen Experimenten ist jedenfalls verglichen mit der Dauer der Erstarrung der Eruptivmagmen verschwindend klein.

festigungsprozesses eine Unterbrechung der Krystallisation eines Minerals verursachen.

Diese Unterbrechungen, gemessen durch die offene Strecke T_{ab} bis E an Fig. 47, sind desto bedeutender, je größer der für die Auskrystallisation nötige Grad von Übersättigung ist; sie steigen also im großen ganzen gerechnet mit der Schnelligkeit der Erstarrung.

Wie ich in d. Z., XXV, pag. 396—403, erörtert habe, sind die durch die Übersättigung bewirkten scharf getrennten Krystallisationsperioden — oder „sprungweisen Krystallisationen" — bei den Kugelgraniten usw. so weit hervortretend, daß sich hierdurch die verschiedenen nacheinander folgenden Kalottenzonen erklären lassen. Die porphyrisch struierten Gesteine sind im allgemeinen relativ noch schneller als die Kugelgranite usw. erstarrt; der durch die Übersättigung bewirkte Hiatus in der Gesteinsentwicklung muß folglich bei den Porphyrgesteinen im allgemeinen nicht ganz unwesentlich ausfallen.

Das anfänglich krystallisierende Mineral a oder die anfänglich krystallisierenden Mineralien a und b erhalten idiomorphe Kontur und liegen als porphyrische Einsprenglinge da. Wenn jetzt eine Stufe entsprechend dem Stadium T_{ab} an Fig. 47 erreicht wird, hört die Krystallisation der porphyrischen Einsprenglinge auf und es beginnt eine Ausscheidung in der Zwischenmasse zwischen den Einsprenglingen, oder die Zwischenmasse erstarrt als feste Lösung (Glas).

Die Ausbildung der Grundmasse, bzw. der Basis beruht namentlich auf Zeit und Viskosität. Die Restflüssigkeit nähert sich im ganzen gerechnet immer mehr einem Eutektikum mit niedriger Krystallisationstemperatur und folglich im allgemeinen mit steigender Zähflüssigkeit. Je nach der Dauer der Abkühlung erstarrt die Restflüssigkeit als Glas, feinkörnige, gar submikroskopisch feinkörnige Grundmasse und eine immer mehr grobkörnige Grundmasse, von eugranitisch-körniger Struktur; wir verweisen auf die Reihenfolge:

Liparit—Quarzporphyr—Granitporphyr; Trachyt—quarzfreier Porphyr—Syenitporphyr; Andesit—Porphyrit—Dioritporphyrit.[1])

Auch erinnern wir daran, daß hüttenmännische Schlacken und Laboratorienschmelzen häufig als Glas mit eingebetteten porphyrischen Krystallen erstarrt sind.

---

[1]) Cfr. Rosenbusch, d. Z. XII, 1891, pag. 358.

Rosenbusch sucht das Wesen der Porphyrstruktur in einer Rekurrenz der Mineralbildung; „bei porphyrischer Struktur treten einzelne Gemengteile in zwei oder mehreren Generationen auf". — Dies erklärt sich durch die obige Deutung der Porphyrstruktur als Folge der Übersättigung auf einer gewissen Stufe der Verfestigung.[1])

Um die von Pirsson (l. c., 1899) vorgeschlagene Nomenklatur zu benutzen, begegnen wir jedoch nicht nur „recurrent phenocrysts", sondern auch „monogenetic phenocrysts"; der letztere Ausdruck bezeichnet, daß das betreffende Mineral, wie z. B. Olivin, in vielen basischen Porphyren nur als Einsprengling und nicht in der Grundmasse erscheint. Auch dies läßt sich leicht durch die obige Erörterung deuten. Einige in der gegenseitigen Lösung relativ schwer lösliche Mineralien mögen auf einer frühzeitigen Verfestigungsstufe beinahe vollständig auskrystallisieren; kommt hierzu noch in Betracht, daß die Krystallisation der nachher folgenden Mineralien zuerst nach der genügenden Übersättigung eintritt, mag die porphyrische Krystallisation des betreffenden Minerals in seiner Ganzheit stattfinden. Wie an Fig. 48 erleuchtet, mag dies gelegentlich schon in binären Schmelzen eintreten; in Lösungen mit vielen Komponenten, wo auch die Löslichkeitserniedrigung durch ein gemeinschaftliches Ion sich geltend macht, mag dieser Fall häufig stattfinden können.

In intimer Verknüpfung zu den Übersättigungserscheinungen an dem Eutektikum oder an den eutektischen Linien steht eine teilweise magmatische Korrosion (Resorption) der zuerst porphyrisch ausgeschiedenen Krystalle; diesbezüglich verweise ich auf die in d. Z. XXIV, pag. 453—456, gelieferte Erörterung.

In der kürzlich erschienenen Abhandlung „Über magmatische Resorption und porphyrische Struktur"[2]) entwickelt L. Milch eine Hypothese über eine Mischung durch ihre Temperatur unterschiedener Magmenteile, die aus verschiedener Tiefe herstammen, von gleicher oder abweichender Zusammensetzung; er erklärt hierdurch die porphyrische Struktur, die magmatische Resorption und die gemischten Gänge. — Ich finde es wahrscheinlich, daß diese Deutung lokal zu-

[1]) Unter ganz besonderen Kombinationen, wie beispielsweise an Fig. 41 und 46 erleuchtet, mag eine Rekurrenz auch ohne Übersättigung eintreten; durch solche exzeptionelle Fälle vermag man aber nicht, die generelle Erscheinung bei der Porphyrstruktur zu erklären.

[2]) Neues Jahrb. f. Min. 1905, II.

treffend sein mag; ich kann aber nicht zugeben, daß diese Hypothese die vorliegenden Erscheinungen generell erklären könne.

— Die körnige Struktur ergibt ein „ununterbrochener, einheitlicher und langsamer Verfestigungsprozeß" (Zitat nach Rosenbusch), was sich durch eine Krystallisation ohne irgend welche oder nur mit einer winzigen Übersättigung in Einklang bringen läßt.

Die Lagerungsverhältnisse der Tiefengesteine ergeben ohne Ausnahme eine besonders langsame Abkühlung. Ein ferneres Zeugnis der äußerst langsamen Krystallisation finden wir darin, daß die Mischkrystalle im großen ganzen gerechnet weniger zonal struiert sind in den Tiefengesteinen als in den Gang- und Deckengesteinen, d. h. das Gleichgewicht zwischen Mischkrystall und Lösung war mehr hervortretend in den Tiefen- als in den Gang- und Deckenmagmen, was auf längere Zeit deutet (s. d. Z. XXIV, pag. 478—481).

Die Tiefengesteine sind äußerst langsam, dabei unter einem mehr oder minder hohen Druck erstarrt. Die Ursache zu der charakteristischen Struktur der Tiefengesteine mag in der Zeit gesucht werden und nicht in dem Drucke.

Daß sehr hoher Druck für die körnige Struktur nicht bedingend ist, folgt daraus, daß schmale Gänge wie auch Grenzfaziespartien von Tiefengesteinen selbst in sehr bedeutender Tiefe und somit unter sehr hohem Druck — aber bei relativ schneller Abkühlung — porphyrische Struktur erhalten (siehe pag. 170). Andererseits kennt man Eruptivgesteine, die — bei langsamer Abkühlung — schon in einer Tiefe von 1 *km* und darunter, also bei einem geologisch gerechnet relativ niedrigen Drucke eine körnige Struktur bekommen haben. So hat W. C. Brögger in dem Kristianiagebiet ein basisches Eruptivgestein (Essexit) mit körniger Struktur nachgewiesen, dessen Erstarrung nur in einer Tiefe von etwa 600 *m* stattfand.

Diejenige Erstarrungszeit, die nötig ist, um eine körnige und nicht eine porphyrische Struktur zu bewirken, ist unzweifelhaft von der chemischen Zusammensetzung des Magmas abhängig. Die in den viskosen sauren Magmen sich ausscheidenden Hauptmineralien, nämlich Quarz, Orthoklas und die Ab-reichen Plagioklase, kennzeichnen sich durch ein geringeres Krystallisationsvermögen als die Hauptmineralien der mehr dünnflüssigen basischen Magmen, wie Olivin, Pyroxen, An-reiche Plagioklase usw. Es darf somit a priori erwartet werden, daß eine länger Abkühlungszeit bei den sauren als

bei den basischen Magmen nötig ist, um eine Krystallisation ohne oder nur mit einer winzigen Übersättigung zu erhalten.

Dies finden wir auch durch die geologischen Beobachtungen bestätigt. Basische Eruptivgesteine von ziemlich kleiner Ausdehnung mögen, wie gerade besprochen, bei einigermaßen langsamer Abkühlung schon in einer Tiefe von etwa 600 *m* eine körnige Struktur erhalten; andererseits kennt man Ergüsse von sauren Magmen, die selbst bei einer Dicke von 1 *km*, also bei einer relativ etwas langsameren Abkühlung, als Quarzporphyr erstarrt sind.[1])

— Häufig findet man die Auffassung vertreten, daß die „Mineralbildner", und zwar besonders das magmatische Wasser[2]) einen entscheidenden Einfluß auf die Struktur ausgeübt haben sollen. — So haben einige Forscher die porphyrische Struktur im allgemeinen durch ein plötzliches Entweichen von dem magmatischen Wasser zu erklären versucht[3]); andererseits haben andere Forscher gerade die körnige Struktur durch die „Mineralisatoren" deuten wollen.

So äußert sich Weinschenk (l. c., I, 1902, pag. 40—41) hierüber in folgender Weise: „Der Unterschied zwischen Tiefengestein und Ergußgestein ist nicht allein abhängig von der größeren oder geringeren Schnelligkeit der Abkühlung, auch nicht von dem Drucke, sondern vielmehr von dem Gehalt an mineralbildenden Substanzen, welche in dem Schmelzfluß während der Krystallisation noch vorhanden waren." . . . „Die Unterschiede in der Beschaffenheit der Gesteine ergeben sich somit in erster Linie als Funktionen der in dem Magma vorhandenen mineralbildenden Agentien."

Nach meiner Meinung überschätzen die meisten Petrographen die Bedeutung der sogenannten „Mineralbildner" für die Krystallisationsvorgänge der Eruptivmagmen. Sie mögen freilich in betreff der Bildung einiger Mineralien — wie Turmalin, Topas, Cancrinit, Fl-haltiger Glimmer, hydroxylhaltiger Glimmer und Hornblende usw. —

[1]) Siehe Weinschenk, I, pag. 40.

[2]) Um Mißverständnissen vorzubeugen, mache ich darauf aufmerksam, daß Doelter an mehreren Stellen (Phys.-chem. Min., pag. 118; Silikatschmelzen, III, pag. 31; Petrogenesis, pag. 22 u. 23) die Bezeichnung Katalyse in mehr ausgedehnter Bedeutung benutzt, als ich es gemacht habe (Silikatschmelzlös. II, pag. 217; d. Z. XXV, pag. 367).

[3]) In dieser Verbindung erinnere ich daran, daß porphyrische Struktur gelegentlich in „trockenen" Schlacken beobachtet wurde; siehe hierüber frühere Arbeiten unter anderen von mir und von Doelter. — Das magmatische Wasser hat an und für sich nichts mit der Porphyrstruktur zu tun.

entscheidend sein; und die Dünnflüssigkeit wird der üblichen Auffassung zufolge durch das magmatische Wasser befördert[1]); daß aber die „Mineralbildner" für die Entstehung der körnigen Struktur entscheidend sein sollten, ist nicht nur eine unbewiesene, sondern nach meiner Meinung auch eine sehr unwahrscheinliche Hypothese.

Es ist kein Grund anzunehmen, daß die basischen Tiefenmagmen — wie die Magmen von Gabbro, Anorthositfels, Olivinfels usw. — nach der Abkühlung hinunter zum Beginn der Krystallisationsperiode eine nennenswerte Menge von magmatischem Wasser geführt haben sollen. Die Krystallisationsvorgänge wie auch die Struktur — und zwar auch die ganz grobkrystalline Struktur mancher Anorthosite — erklären sich ohne irgendwelche Berücksichtigung der „Mineralbildner".

Der herrschenden Auffassung zufolge sollten die „Mineralbildner" besonders bei der Entwicklung der Struktur des Granits eine Rolle gespielt haben. In der Tat umgeben sich die Granite meistens durch eine bedeutende Kontaktmetamorphose, was auf eine reichliche Menge von magmatischem Wasser hinweist; in den Graniten finden wir auch mehrere Mineralien, die nur unter Mitwirkung von Fl, HO usw. entstanden sein können; und der relativ späte Beginn der Krystallisation des Quarzes möchte vielleicht darauf beruhen, daß etwas SiO_2 anfänglich in eine Verbindung wie H_2SiO_3 einging. Wie das magmatische Wasser — sei es durch schrittweises oder durch plötzliches Entweichen — einen entscheidenden Einfluß auf die durch kontinuierliche Krystallisation gekennzeichnete Struktur ausgeübt haben sollte, ist mir nicht verständlich. Und die Struktur läßt sich durch eine besonders langsame Abkühlung deuten, ohne irgend welche Berücksichtigung des magmatischen Wassers.

— Das Resultat dieser Erörterung ist kurz, daß die verschiedenen Strukturformen der Eruptivgesteine in erster Linie eine Funktion der Zeit sind.

Christiana, Januar 1907.

---

[1]) Es wäre möglich, daß die auffallende Grobkrystallinität der pegmatitischen Granitgänge — wie auch der „Stockscheider" z. B. zu Geyer und Greifenstein — auf eine besonders hervortretende, durch eine reichliche Menge von magmatischem Wasser bewirkte Dünnflüssigkeit zurückzuführen sei. — In dieser Verbindung erinnern wir an die verhältnismäßig große Menge von Flüssigkeitseinschlüssen in dem Quarz der Granitpegmatitgänge, wie auch an die oftmals bedeutende Menge von pneumatolytischen Mineralien in den Granitpegmatitgängen.

III. Notiz.

Zur Unterscheidung ein- und zweiachsiger Krystalle im Konosko.

(Mit 1 Textfigur.)

Die so einfache und leichte Unterscheidung ein- und zweiachsiger Krystalle durch die Interferenzbilder beliebiger schiefer Schnitte, auf welche ich vor einiger Zeit hingewiesen habe[1]), scheint noch nicht überall durchgedrungen zu sein, wie mich die Durchsicht verschiedener kürzlich erschienener Lehr- und Handbücher erkennen ließ. Fast überall werden die bekannten Zeichnungen kopiert, in welchen A. Fouqué und Michel-Lévy als die ersten die charakteristischen Interferenzbilder von Platten darstellten, die nicht senkrecht auf die Achse oder erste Mittellinie geschnitten sind.[2]) Bezüglich der einachsigen Krystalle sind diese Zeichnungen auch fast erschöpfend und es soll auf diese nicht näher eingegangen werden.

Was nun bei Fouqué und Michel-Lévy bezüglich der zweiachsigen Krystalle gezeichnet wird, ist keineswegs das Interferenzbild eines schiefen Schnittes allgemeinster Lage, sondern die Bilder stellen die Interferenzbilder solcher Schnitte dar, welche immerhin eine besondere Lage haben, nämlich senkrecht auf die Ebene der optischen Achsen, eine Lage, welche angenähert in den Dünnschliffen öfter angetroffen wird, aber keineswegs den allgemeinen, den häufigsten Fall darstellt. Dieser ist vielmehr ein Schnitt, der gegen alle drei optischen Symmetrie-Ebenen geneigt ist, und gerade dieser läßt das am meisten charakteristische Merkmal der zweiachsigen Krystalle, eine schiefe zentrale Isogyre, erkennen.

Es dürfte nicht überflüssig sein, die Erscheinungen, die ein solcher Schnitt zwischen gekreuzten Nicols bei Drehung des Objekttisches zeigt, durch schematische Zeichnungen darzustellen. Die nebenstehende Figur gibt eine Darstellung für drei verschiedene Fälle.

In der Horizontalreihe I liegt die optische Achsenebene noch innerhalb des ersten Drittels des Gesichtsfeldradius. In der Reihe II ist die Achsenebene und die Achse von der Mitte des Gesichtsfeldes weiter gegen den Rand verschoben. In der Reihe III liegt die Achse schon außerhalb des Gesichtsfeldes und die Achsenebene

---

[1]) Diese Mitt. 24. 30, 1905 und Denkschriften der kais. Akad. d. Wissensch. mathem. naturw. Cl., Bd. 75, 1904.

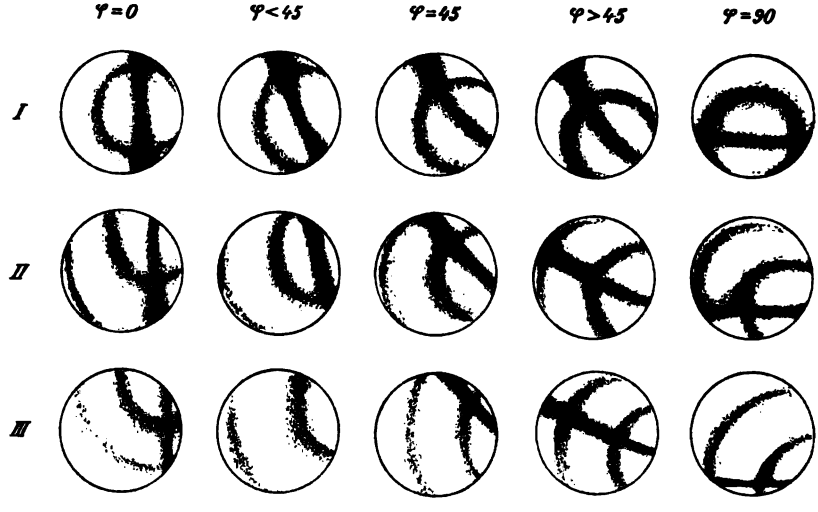
[2]) Minéralogie Micrographique, par F. Fouqué et A. Michel-Lévy, Paris 1879, pag. 102.

schneidet knapp noch den äußersten Rand davon. In der ersten Vertikalkolumne ($\varphi = 0$) ist die Trasse der Achsenebene parallel dem einen, in der fünften ($\varphi = 90$) parallel dem zweiten Nicolhauptschnitt. In beiden Fällen hat man eine gerade Isogyre parallel zum Nicolhauptschnitt, sie geht aber nicht durch das Zentrum des Gesichtsfeldes.

Die übrigen Bilder ($\varphi < 45$, $\varphi = 45$, $\varphi > 45$) zeigen die Folge von Veränderungen, die am Interferenzbild bei Drehung des Objekttisches im Uhrzeigersinn zu beobachten sind.

Bei $\varphi > 45$ passiert die Isogyre, die nicht gerade gestreckt, sondern etwas gekrümmt ist, den Mittelpunkt des Gesichtsfeldes; die zentrale Isogyre

Fig. 1.



bildet mit dem Nicolhauptschnitt einen Winkel. Dies ist die für zweiachsige Krystalle charakteristische Erscheinung, die bei einachsigen Krystallen nicht zustande kommen kann.

Mit Absicht sind Bilder gezeichnet, welche die Nähe der einen optischen Achse erkennen lassen. Solche Schnitte geben eine ziemlich scharfe Isogyre. In Schnitten, die von der optischen Achse weiter entfernt sind, ist die Isogyre wegen des annähernden Parallelismus der Skiodromen sehr verwaschen. Bei einiger Übung kann man zwar auch in solchen Schnitten die schräge Lage der zentralen Isogyre erkennen, aber die Beobachtung ist schwieriger und dem Anfänger sind jedenfalls Schnitte der gezeichneten Lage zur Einübung zu empfehlen. Die gezeichneten Bilder entsprechen etwa den Erscheinungen, wie sie Augitschnitte in Schliffen mäßiger Dünne zeigen.

F. Becke.

IV. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Dreyer C. und Goldschmidt: Über den Albit von Grönland. — Meddelser om Grönland, Bd. XXXIV. Kopenhagen 1907.

Goldschmidt V.: Über Komposite. Kompositzwillinge und Viellinge. — Zeitschr. f. Krystall. usw., Bd. XLIII, 4. Heft, 3 Fig. Leipzig 1907.

Goldschmidt: Über Heterozwillinge und einachsige Verwachsungen. — Zeitschr. f. Kryst. usw., Bd. XLIII, 6. Heft, 3 Fig. Leipzig 1907.

Greiner E.: Über die Abhängigkeit der Viskosität in Silikatschmelzen von ihrer chemischen Zusammensetzung. (Inaug.-Diss.) Jena 1907.

Harrington B. J.: Isomorphism as illustrated by certain varieties of Magnetite. — Min. Magaz., Sept. 1907, Vol. XIV, Nr. 67.

Kō Sōkichi: Crystallization of the Pyrite from Sagi, Izumo Province. — Beiträge zur Mineralogie von Japan, Nr. 3. Tokyo 1907.

Lehmann O.: Flüssige Krystalle und mechanische Technologie. Vortrag im Karlsruher Bez.-Ver. deutsch. Ingenieure im Okt. 1907. Karlsruhe (Gutsch F.) 1907.

Linck G.: Über die heteromorphen Modifikationen der Phosphor-Arsengruppe. — Zeitschr. f. anorg. Chemie, Bd. LVI, 1907. Hamburg u. Leipzig 1907.

Marc R.: Über die Krystallisation aus wässerigen Lösungen. I. Mitteil. — Zeitschr. f. phys. Chemie, Bd. LXI, 4. Heft. Leipzig 1908.

Nacken R.: Über Langbeinit und Vanthoffit. — Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. M.-n. Kl. 1907.

Siedentopf H. und E. Sommerfeldt: Über die Anfertigung kinematographischer Mikrophotographien der Krystallisationserscheinungen. — Zeitschr. f. Elektrochemie, 1907, Nr. 24.

Slavik F.: Über Salmiakkrystalle vom Vesuv aus dem Jahre 1906. (Résumé des böhmischen Textes). 5 Fig. — Bull. intern. d. Akad. des Sc. de Bohème, 1907.

Sommerfeldt E.: Zur Frage nach der Isomorphie des Calciumsulfats mit Baryt und Cölestin. — N. Jahrb. f. Min. etc., 1907, Bd. I. Stuttgart 1907.

Derselbe: Grundlagen der theoretischen Krystallographie. — Rivista di Scienza, Anno I, Vol. II, Nr. 3. Bologna 1907.

Sustschinsky P.: Historische Notiz, betreffend die Frage der „topischen Achsen". — Zeitschr. f. Kryst. usw., Bd. XLIV, 2. Heft, 1907.

Ulffers F.: Zur Kenntnis der Verbindungsformen dreiwertiger Basen mit zweiwertigen Säuren im allgemeinen, einiger Tonerdesilikate im besonderen. — Journ. f. prakt. Chemie. Neue Folge, Bd. LXXVI, pag. 143—165. Leipzig 1907.

Urbas M.: Neue experimentelle Beiträge zur Kenntnis der Silikatschmelzen. — N. Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. XXV. Stuttgart 1907.

Voigt W.: Bestimmung der Elastizitätskonstanten von Aragonit. — Annal. d. Physik 4. Folge, Bd. XXIV. Leipzig 1907.

Derselbe: Bestimmung der Elastizitätskonstanten von Eisenglanz. — Annal. d. Physik 4. Folge, Bd. XXII. Leipzig 1907.

Derselbe: Über die krystallographisch zulässigen Zähligkeiten der Symetrieachsen. — Verslag van de Gewone Vergadering der Wis- en Natuurkundige Afdeeling van 30. Nov. 1907. Amsterdam 1907.

Derselbe und S. Kinoshita: Bestimmung absoluter Werte von Magnetisierungszahlen, insbesondere für Krystalle. — Annal. d. Physik, 4. Folge, Bd. XXI Leipzig 1907.

Viola C.: Determinazione degli indici principali di rifrazione di un Cristallo mediante i piani di polarizzazione. — Rendic. d. R. Accad. dei Lincei. Cl. di sc. fisich math. e nat. Vol. XVI, ser. 5, 2. sem., fasc. 10. Roma 1907.

Mineralogie.

Cornu F.: Über das Vorkommen von gediegenem Kupfer in den Trappbasalten d Faröerinseln. — Zeitschr. f. prakt. Geol., XV. Jahrg., Okt. 1907, pag. 321—3

Derselbe und A. Himmelbauer: Untersuchungen am Apophyllit und den Mi ralen der Glimmerzeolithgruppe. — Sitzungsber. d. kais. Ak. d. Wiss. in Wi Math.-nat. Kl., Bd. CXVI, Abt. 1, Juli 1907.

Currie J.: The Mineralogy of the Faerröes arranged topographically. — Transa of the Edinburgh Geol. Soc., Sess. 1905—1906. Vol. IX, Part I. 4 Taf.

Fukuchi Nobuyo: Mineralparageneses in the Contact-metamorphic Ore-depos found in Japan. — Beiträge zur Mineralogie von Japan, Nr. 3. Tokyo 19

Imbō Kotora: On some Zeolites found in Japan. — Beiträge zur Mineralogie Japan, Nr. 3. Tokyo 1907.

Johnsen A.: Über das mikroskopische Verhalten gesteinsbildender Glimmer. N. Jahrb. f. Min. etc., 1907, Bd. II, Stuttgart 1907.

Königsberger J.: Beryll aus dem Valsertal. — Eclogae geol. Helvetiae, Vol. IX, N

Kohlmann H.: Beiträge zur Kenntnis des brasilianischen Berylls. — N. Jahr Min. etc., Beil. Bd. XXV, pag. 135—181. Stuttgart 1907.

Krämer R.: Kleinasiatische Smirgelvorkommnisse. Dissert. 1 Karte. Berlin (V R. Trenkel) 1907.

Sommerfeldt E.: Notiz über den Periklas. — Zentralbl. f. Min. etc., 1907, N Stuttgart 1907.

Varia.

Diener C.: Edmund v. Mojsisovics. Eine Skizze seines Lebensganges und se wissenschaftlichen Tätigkeit. — Beiträge zur Paläontol. und Geol. Österr.-U u. d. Orients, Bd. XX. Wien 1907.

Viola C.: Commemorazione del socio straniero Carlo Klein. — Rendic. d R. Accad. dei Lincei. Cl. d. fis. mat. nat. Vol. XVII, ser. 5, 1 sem., fas Roma 1907.

Wolff F. v.: Nekrolog Karl Klein. — Zentralbl. f. Min. etc., Jahrg. 1907, Nr

Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Münzgasse 6.

ÖHMIS

VON TEPL

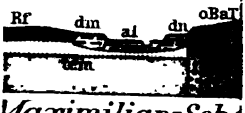
nen von JE.H

des k.u.k. militär-geogr. In

illeschau

Universitäts-Buchhandle

Biela Tal



Maximilian-Sch

V. Petrographische Untersuchungen an Eruptivgesteinen von der Insel Neupommern

unter besonderer Berücksichtigung der eutektischen Verhältnisse pyroxen-andesitischer Magmen.

Von **E. Lehmann.**

(Mit 1 Tafel und 6 Textfiguren.)

Das in der vorliegenden Arbeit untersuchte Material wurde von Herrn Dr. A. Pflüger auf Neupommern und einigen kleineren Inseln des Bismarck-Archipels gesammelt. Speziell umfaßt es den nordöstlichen Teil der Gazelle-Halbinsel (Hinterland von Herbertshöhe, Vulkangruppe der Mutter, Baining-Gebirge und Insel Matupi), die Insel Watom, einige Teile südlich der Hixson-Bay, die Umgebung der Hannambucht auf der Villaumezhalbinsel sowie einige der französischen Inseln (Deslacs, Mérite, Nordinsel).

Trotzdem der Zweck der Expedition erst in zweiter Linie in geologischen und petrographischen Forschungen lag, weist das Material eine verhältnismäßig große Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen auf, ebenso wie die Zahl der zu beantwortenden geologischen Fragen eine nicht unerhebliche ist.

In bezug auf die Erörterung letzterer beschränke ich mich auf ein einleitendes Referat aus den handschriftlichen Aufzeichnungen Pflügers, die ein vielseitiges Beobachtungsmaterial enthalten, das jedoch nicht immer zur Beantwortung der auftretenden Fragen ausreicht. Diesem ersten Teile lasse ich als zweiten die petrographische Beschreibung der Gesteine folgen, an die in einem dritten Abschnitte einige theoretische Erörterungen angeknüpft werden.

Die Literatur über das zu behandelnde Gebiet besteht im wesentlichen aus einigen Reisebeschreibungen. Wissenschaftliche Aufzeich-

nungen geographischer und geologischer Natur fehlen so gut wie gänzlich. Schätzenswerte Angaben enthalten die nachfolgenden Werke:

Meinicke, Die Inseln des Stillen Ozeans. Eine geographische Monographie. Leipzig 1875 u. 1876.

Parkinson, Im Bismarck-Archipel. Erlebnisse und Beobachtungen auf der Insel Neupommern, 1887.

Joachim, Graf Pfeil, Studien und Beobachtungen aus der Südsee Braunschweig 1899.

Pflüger, Smaragdinseln der Südsee. Reiseeindrücke und Plaudereien. Bonn 1901.

Schnee, Bilder aus der Südsee. Berlin 1904.

Ferner sind folgende Kartenwerke zu nennen:

Deutsch-Neu-Guinea (Kaiser Wilhelmsland und Bismarck-Archipel). Bearbeitet von Sprigade und Moisel. 1 : 2,000.000. 1902.

Neue Aufnahmen aus der Südsee unter Leitung von Max Moisel. 1904. 2. Teil: Die Durchquerung des Nordwestens der Gazelle-Halbinsel. 1 : 2,000.000.

I. Geographisch-geologischer Teil.

Die Insel Neupommern erstreckt sich bogenförmig von 4° 6′ bis 6° 30′ südlicher Breite und von 148° 20′ bis 152° 25′ östlicher Länge von Greenwich. Die genaue geographische Kenntnis der Insel beschränkt sich auf den Verlauf der Küste und einen kleinen, im Norden der Gazelle-Halbinsel gelegenen Teil des Innern. Auf diesen letzteren erstrecken sich auch im wesentlichen die geographisch-geologischen Beobachtungen Pflügers, ihm entstammt die Mehrzahl der im zweiten Teil beschriebenen Gesteine.

Gazelle-Halbinsel.

Die Gazelle-Halbinsel ist durch eine zirka 20 *km* breite, durch die Einschnitte der Open-Bay und der Henry Reid-Bay gebildete Landenge mit der Hauptinsel verbunden. Drei tiefe Meereseinbuchtungen, die Blanche-Bay, die Talili-Bay und der Weberhafen, gliedern die Nordküste. Diese besteht aus einer Strandzone von wechselnder Breite (1 *km* bis wenige Meter), hinter der sich ein Steilhang von verschiedener Höhe (bis 450 *m* im Südwesten der Blanche-Bay) erhebt. Das von Pflüger untersuchte Gebiet wird be-

grenzt im Norden durch die Küste von Ratavul bis Kabakaul, im Südwesten durch eine über den Varzin in der Richtung WNW. gerichtete Linie, im Osten durch die Grenze der Plantagen.

Im Nordosten geht die Steilküste über in den Gipfel des Vulkans Nordtochter (445 *m*), der steil gegen die Blanche-Bay, sanft gegen das Meer abfällt und nach diesem hin von tief eingerissenen breiten Schluchten durchzogen ist. Ein steiler Grat von etwa 200 *m* Höhe zieht sich von der Nordtochter nach dem Vulkan Mutter. Fig. 1 gibt systematisch die Anordnung der Vulkane der Muttergruppe wieder. Die Mutter ist ein Kegel von ziemlich regelmäßiger Form, dessen flache, grasbewachsene Kratermulde sich gegen Süden neigt und unschwer zu erkennen ist. Ihr höchster Punkt ist 630 *m* hoch, der

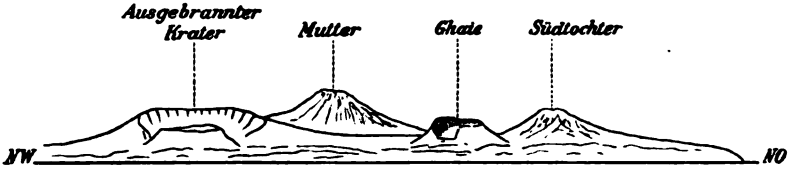


Fig. 1. Vulkangruppe Mutter, von SW. (See) gesehen.

Umfang beträgt etwa 1 *km*. Zahlreiche Erosionsfurchen durchziehen dieselbe. In schnurgerader Linie zieht sich eine breite Furche, die vielleicht als Eruptionsspalte zu deuten ist, am Nordwestabhang hinab. In etwa 150 *m* Höhe läuft, vom „ausgebrannten Krater" ausgehend, ein Abhang mit nahezu senkrechtem Abfall am Südwestfuß der Mutter entlang. Der „ausgebrannte Krater" bildet einen großen parasitären Krater der Mutter und ist zweifellos jünger als diese. Sein Durchmesser beträgt zirka 1 *km*, die höchste Höhe seiner Umwallung im Nordosten zirka 300 *m*. Seine Wand ist auf der Südwestseite eingestürzt und läßt einen zweiten flachen Kraterkegel erkennen, der in dem ersten etwas exzentrisch aufgeworfen ist. Die Innenwand des Außenkraters stürzt steil ab; der innere Krater stellt, von oben gesehen, eine flache Mulde dar. Durch einen niedrigen Grat ist die Mutter mit der Südtochter verbunden, einem schönen Vulkankegel von zirka 500 *m* Höhe. Von der Mutter aus gesehen zeigt er oben Spuren einer flachen Kratermulde. Nach Nordosten ist er durch eine breite Schlucht aufgerissen. Auf der Westseite der Südtochter erhebt sich das jüngste Glied der Gruppe, der Ghaie. Er

ist ein niedriger Kegel, dessen höchster, im Norden gelegener Punkt 423 *m* hoch ist. Die westliche Kraterwand ist eingestürzt und bei der letzten Eruption im Jahre 1868 hat sich, etwas exzentrisch, in ihm ein neuer Kegel erhoben. Aus dem Innenrand des Kraters, insbesondere dem nordwestlichen Steilabbruch, strömen heftige Dämpfe, die ganze Wand ist mit Sublimationsprodukten (Schwefel und Salzen) bedeckt.

Im Süden und Westen ist die Blanche-Bay sowie die nach Süden sich anschließende Küstenstrecke gleichfalls von Steilabfällen umsäumt, deren Höhe an der Südküste von Osten nach Westen zunimmt, hinter Herbertshöhe zirka 70 *m* beträgt, in der Südwestecke der Keravia-Bay, ungefähr hinter der Vulkaninsel, mit zirka 450 *m* ihr Maximum erreicht und im weiteren Verlauf nach Norden allmählich auf 200 *m* sich erniedrigt. Gegen Simpsonhafen und Keravia-Bay fällt dieser Höhenzug sehr steil, in seinem übrigen Teil sanfter gegen das Meer hin ab. Das landeinwärts sich erstreckende Gebiet kann als Hochplateau bezeichnet werden. Es bildet von Simpsonhafen nach SSW. eine sehr flache Mulde, auf deren Südwestrand der Varzin (599 *m*) als isolierte Kuppe aufgesetzt ist. Senkrecht zur Küste gerichtet durchziehen zahlreiche Hügelreihen das Gelände, deren unter 25—30° geneigte Wände 30—70 *m* hoch sind, und die ihre Entstehung Erosionswirkungen verdanken. Im Westen fällt das Hochplateau erst steil, dann ganz allmählich zu einem breiten Tale ab, das sich am Nordfuß des Bainінggebirges in nordwestlicher Richtung gegen den Weberhafen hinzieht. Der Varzin hat die Form einer spitzen Kuppe, deren Südwest- sowie Südabhang erst steil, dann flacher abfallen.

Im Anschluß seien einige geologische Beobachtungen über das Gebiet wiedergegeben. Die Strandzone ist durchwegs bedeckt mit feinkörnigen Aschen und Sanden. Eine analoge Beschaffenheit besitzt das Hinterland: allenthalben bedecken feinkörnige, geschichtete vulkanische Aschen und Sande, durchsetzt mit Bimssteinlapilli und Obsidianbrocken, den Boden, manchmal durch Wasser aufgeweicht und wieder verhärtet (zumal in Bächen), meist lose und leicht abzustechen. An zwei Stellen des Hochplateaus fand sich anstehendes Gestein. In einer Schlucht bei Matanatar hat ein wasserreicher Bach einen Tuff freigelegt, der das Bachbett quer durchsetzt und über dessen Steilwand der Bach einen etwa 6 *m* tiefen Fall bildet. Ein

analoges Gestein ist in einer ähnlichen Schlucht auf der Plantage der Neu-Guineakompagnie aufgeschlossen.

Am Nordostabhang des Varzin steht eine Andesitlava mit brauner Verwitterungskruste an, die, zu rotbraunem Lehm verwittert, den Gipfel bedeckt.

Auch die Gesteine der Vulkangruppe der Mutter gehören zum Andesit.

An einer Stelle des beschriebenen Gebietes beobachtete Pflüger anstehenden Korallenkalk (?), und zwar an der Nordküste etwas westlich von Kabakaul auf einem für Plantagezwecke gerodeten, steil ins Meer abfallenden Hügel in einer Höhe von zirka 30 *m*. Sodann sollen nach zuverlässiger Mitteilung an der Ostküste südlich Kap Gazelle die Ausläufer des Baininggebirges als niedrige Hügelzüge dicht an die Küste herantreten und in 100 *m* Höhe Korallenkalke (?) aufweisen. Wir werden dieser Erscheinung noch wiederholt begegnen, sie ist als Resultat einer Strandverschiebung aufzufassen. Ob es sich in allen Fällen um Korallenkalk handelt, scheint mir zweifelhaft, läßt sich aber nur durch Untersuchung an Ort und Stelle feststellen. Pflüger gibt z. B. Korallenkalk auch in den Bainingbergen an, während die mitgebrachten Gesteinsproben sowie der Steinkern einer Actaeonella auf Kreidekalk hindeuten.

Die Blanche-Bay, deren größter Durchmesser in der Richtung NS. etwa 10 *km* beträgt, ist wohl mit Recht als der Rest eines jetzt vom Meere bedeckten Riesenkraters anzusehen. Ihr Boden war noch in neuerer Zeit mehrfachen Veränderungen unterworfen. Bei der letzten Eruption des Ghaie bildete sich an Stelle einer bis dahin vorhanden gewesenen kleinen Insel in einer Nacht die große Vulkaninsel. Die Hebung soll sanft, ohne jeden Stoß erfolgt sein. Diese Auffassung der Bay wird gestützt durch ihre Form sowie durch die Tatsache, daß die sie umsäumenden Höhen, zumal im Norden und Süden, nach dem Meere hin steil, nach dem Lande hin dagegen ganz allmählich abfallen. Weiter beobachtete Pflüger in einem vorzüglichen Aufschluß, den die zirka 80 *m* tief senkrecht abstürzenden Wände einer Schlucht zwischen den Dörfern Malagunan und Walaur bieten, daß das Eruptionsmaterial zwar auch hier wie in der Gegend von Herbertshöhe in geschichteten Aschen und Sanden mit eingeschlossenen Bimsstein- und Obsidianbrocken besteht, daß aber hier diese Einschlüsse Blöcke bis zu $^1/_2$ *m* Durchmesser bilden, während

sie dort nur Nußgröße erreichen. Er schließt hieraus, daß sich über der Blanche-Bay das Eruptionszentrum eines Riesenvulkans erhoben habe. Das nach Westen sich ausdehnende Hochplateau faßt er als ein Stück des Mantels dieses Eruptionskegels auf. Gegen diese Auffassung spricht nach meinem Dafürhalten die flach muldenförmige Gestalt des Plateaus, das von einer Linie höchster Erhebung zwischen Südwestecke Blanche-Bay und Varzin nach Westen zu sich erst neigt, um später wieder anzusteigen und erst dann in das Tal am Fuße des Baininggebirges erst steil, dann allmählich abzufallen. Eine end-

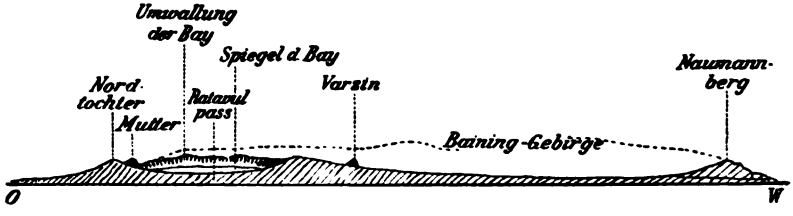


Fig. 2. Blanche-Bay, von der Insel Watom gesehen.

gültige Beantwortung der Frage nach dem Bau des Vulkangebiets läßt sich auf Grund der vorliegenden Aufzeichnungen jedoch nicht geben.

Insel Matupi.

Durch eine Untiefe im Norden der Bucht, die bei niedrigem Wasser durchwatet werden kann, steht die Insel Matupi mit dem Festlande in Verbindung. Die Ostküste erhebt sich teils senkrecht, teils ziemlich steil aus dem Meere bis zu etwa 8 *m* Höhe. Der Boden ist bedeckt mit geschichteten Aschen und Sanden, die mit Bimssteinlapilli und Lavabrocken durchsetzt sind. Gegen Westen flacht sich das Gelände allmählich ab und es lassen sich vier gut ausgebildete, der Küste parallel laufende Terrassen von Korallenkalk (?) erkennen, die in Abständen von etwa 60 *m* einander folgen und auf eine viermalige Strandverschiebung schließen lassen.

Insel Watom.

Im Norden der Gazelle-Halbinsel, etwa 55 *km* von der Küste entfernt, liegt die Insel Watom. Fig. 3 zeigt ihr Profil vom Gipfel der Nordtochter, Fig. 4 etwa von Südosten vom Meere aus gesehen (leider ist der Beobachtungspunkt nicht genauer angegeben). Die

Insel ist ein flacher Vulkan mit ziemlich gut erhaltenem Krater. Ziemlich steil erhebt sich im Südosten die Insel aus dem Meere bis zu etwa 100 *m* Höhe, von wo ab der Steilanstieg in eine etwa 800 *m* breite, von Schluchten durchzogene, sanft ansteigende Berglehne übergeht, aus der sich der Kegel steil erhebt, dessen höchster Punkt, im Süden gelegen, zirka 370 *m* hoch ist. Er trägt eine flache Kratermulde von zirka 1 *km* Durchmesser, deren Boden sich gegen Osten, wo eine breite Lücke in den Wall gerissen ist, etwas senkt

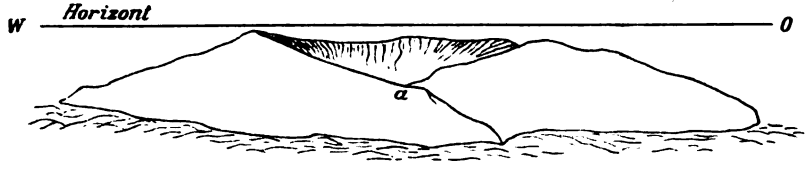


Fig. 3. Insel Watom, vom Gipfel der Nordtochter gesehen.

(bei *a* in Fig. 3). Bis zu einer Höhe von 155 *m* steht Korallenkalk, weiter hinauf eine Pyroxenandesitlava an, am Steilhange mächtige

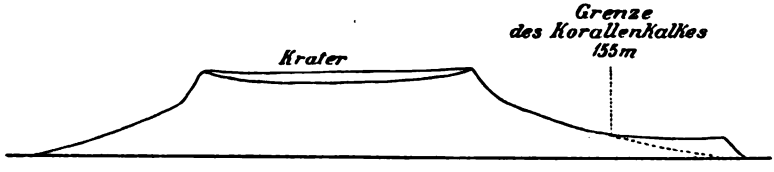


Fig. 4. Insel Watom (schematisch), von S.? gesehen.

Bänke bildend. Hier dürfte es sich in der Tat um Korallen handeln die sich am Fuße des Vulkankegels angesiedelt haben (vgl. Fig. 4).

Baininggebirge.

Das Baininggebirge durchzieht von Kap Lampert aus in südöstlicher Richtung den mittleren Teil der Gazelle-Halbinsel. Es bildet anscheinend einen nach Süden konvexen Bogen. Von Weberhafen aus gesehen, ist der eigentlichen Zentralkette von etwa 1500 *m* Höhe eine Reihe niedrigerer, der Küste parallel laufender Höhenzüge mit schroffen Zacken und Kuppen sowie tief einschneidenden Längsschluchten vorgelagert. Über Kap Lambert hinaus bildet eine

Reihe kleiner Inseln, umsäumt von einem Gewirr gefährlicher Korallenriffe, die Ausläufer dieser Höhen.

Pflüger folgte bei seinem Vordringen dem Bett des Baches Karro, der reichlich Gerölle von Kalk und Eruptivgestein führt.

Die Vorberge bestehen aus einem weißen krystallinen Kalk, der hinter St. Paul noch auf einem 525 *m* hohen, steilen Gipfel angetroffen wurde. Von diesem Fundpunkte stammt der Steinkern einer Actaeonella mit schönen Silifikationsringen.[1]) Dieses Fossil sowie die Ähnlichkeit des Gesteins mit senonen Kreidekalken sprechen für die Zurechnung dieser Schichten zur Kreide, die auch Liversidge auf Neupommern feststellte.[2]) Das Kalkgebirge ist vielfach von Schluchten und Höhlen durchsetzt, in denen die Wasserläufe oft verschwinden, um weiter talwärts plötzlich wieder zutage zu treten.

Nach etwa vierstündigem Marsch ins Innere wird das Gefälle steiler und an Stelle des Kalkes treten Eruptivgesteine, die an beiden Ufern anstehen und in kolossalen Blöcken das Bett erfüllen. Die petrographische Untersuchung hat eine reiche Mannigfaltigkeit derselben ergeben. Es sind Tiefengesteine bzw. ältere Ergußgesteine monzonitischer und dioritischer Magmen.

Vulkangebiet des Vater.

Dem Vulkangebiet des Vater wurde ein kurzer Besuch abgestattet. Von der Hixson-Bay erkennt man im Norden und Nordosten den langen Rücken des Baininggebirges, an das sich im Süden eine niedrige, wellige Hügellandschaft zwischen Open-Bay und Henry Reid-Bay anschließt, die wieder übergeht in eine in der Richtung NO.—SW. streichende mächtige Gebirgskette im Hintergrunde der Hixson-Bay. Der ziemlich massive Kamm erreicht eine Höhe von 1500—2000 *m* bei der Hixson-Bay und scheint sich nach Südwesten fortzusetzen. Der Abfall auf der Westseite ist sehr steil, ein 8—10 *km* breites, hügeliges Vorland trennt das Gebirge vom Meere. Dieses Vorland geht nach Südwesten allmählich in den sanft geschwungenen Abhang des Vulkans Vater über. Der Vater ist ein tätiger, periodisch kleine Rauchwolken ausstoßender Vulkan von etwa 1500 *m* Höhe

[1]) Die Bestimmung verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Dr. Stremme vom geologisch-paläontologischen Institut Berlin.

[2]) Liversidge, On the occurrence of Chalk in the New-Britannia-group. — Journal and Proceedings of the Royal Soc. of New-South-Wales. Bd. XI, 1877, pag. 85.

und regelmäßiger Kegelform. Er ist bis zur halben Höhe bewaldet, der übrige Teil des Gipfels ist nackt, Erosionsrinnen, strahlenförmig vom Gipfel ausgehend, sind nur schwach angedeutet, ein Zeichen dafür, daß noch vor kurzem neues Material ausgeworfen wurde.

Der nördlich vom Vater liegende Nordsohn (zirka 500 *m*) ist eine Vulkanruine von unregelmäßiger, breiter, oben abgestumpfter Kegelform, von tiefen Schluchten zerrissen und bis zum Gipfel stark bewaldet.

Der auf der Südseite des Vaters sich erhebende Südsohn, der gleichfalls tätig sein soll, ist niedriger als der Vater, aber von ähnlicher Form.

Vom Ufer eines Flusses, der nordöstlich vom Vater in die Hixson-Bay mündet, stammen einige Rollstücke einer Andesitlava von dichter und glasiger Beschaffenheit.

Villaumez-Halbinsel.

Fast rechtwinklig zur Haupterstreckung ist der Insel unter 150° östlicher Länge im Norden die Villaumez-Halbinsel angegliedert. Vulkane und Vulkanruinen umsäumen die Küste. Von ihnen erreicht der Villaumezberg, ein bewaldeter, schön geformter Vulkankegel mit deutlicher, nach Westen etwas geneigter, flacher Kratermulde, mit zirka 1000 *m* die größte Höhe. Er erhebt sich auf dem südwestlichen Rande des im Norden durch Meereseinschnitte abgetrennten Kopfes und geht nach Norden und Osten allmählich in ein etwa 200 *m* hohes Plateau über, das, nach dem Meere steil abfallend, eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Hinterlande von Herbertshöhe hat und wie dieses vielleicht als vulkanische Aufschüttung aufzufassen ist. Am Ostrande der Halbinsel zieht sich ein ähnlicher Kranz niedrigerer Vulkanberge hin, der um die Stettiner Bucht von Westen nach Osten in den Gipfeln Hannamberg, Du Faureberg mit Nebenkratern, Zweispitzberg mit drei typischen Kratern und Pyramidenberg seine bedeutendsten Höhen erreicht.

Hannambucht.

Die Hannambucht schneidet im Osten tief in den Körper der Villaumez-Halbinsel ein und ist umrahmt von einer Kette niedriger Vulkane und Vulkanruinen. Auf ihrer Südseite liegt die Hannam-

Insel, zahlreiche kleinere Inseln werden von ihr umschlossen, andere sowie Korallenriffe sind ihr vorgelagert.

Den Strand der Hannam-Insel bedecken vorwiegend dacitische Gläser.

Für den Geologen ist das Hinterland der Bucht infolge zahlreicher Spuren lebhafter vulkanischer Tätigkeit von Interesse. In der Nordwestecke, etwa 5 Minuten landeinwärts, liegt ein ausgedehntes Geysirgebiet, von dem Pflüger eine ausführliche Beschreibung gibt.

Bereits die nicht unerheblich gesteigerte Temperatur des Meeres, das hier so seicht ist, daß man es bequem durchwaten kann, und leichte Dampfentwicklung in der Nähe der Küste lassen heiße Quellen auf dem Meeresgrunde vermuten. Die nähere Untersuchung ergab, daß unter einer Decke von gelbbraunen, harten, sinterartigen Absatzprodukten heißes, salzig schmeckendes Wasser in feinen Kanälen zirkuliert, das sich mit einer Temperatur von 87° C aus kleinen Öffnungen unterhalb des Meeresspiegels oder wenige Zentimeter vom Rande des Meeres ergießt. Hinter dem an einigen Stellen trügerisch weichen Strandstreifen erhebt sich der Boden steil zu etwa 2 *m* Höhe. Aus dem waldbedeckten Boden ragen weiße, mit brauner Verwitterungskruste überzogene Sinterblöcke, denen heiße Dämpfe entströmen. In dem Bett eines kleinen Baches haben sich drei zierliche, wenige Fuß hohe Schlammvulkane gebildet, die unablässig einen weißgrauen Schlammbrei auswerfen, der ihre Krater brodelnd erfüllt.

Etwa 100 Schritt von dieser Stelle entfernt liegt in einer etwa 250 *m* langen, 100 *m* breiten Senkung ein ausgedehntes Geysirbecken. Der Boden ist bedeckt mit großen, weißen, scharfkantigen Sinterblöcken, die zu Hügeln bis zu 10 *m* Höhe aufgetürmt sind. In der östlichen Ecke steigen aus einem grauen Schlammsee von etwa 30 *m* Durchmesser fortwährend Blasen auf. Aus zahlreichen Spalten strömt heißer Dampf und sprudeln heiße Quellen. Vereinzelte Solfataren verbreiten einen schwefligen Geruch und bedecken die Wände der Blöcke mit einem Schwefelniederschlag. Ungefähr in der Mitte des östlichen Drittels des Beckens erhebt sich der Kegel eines mächtigen Geysirs, aus dessen Krater in Zwischenräumen von zwei Minuten große Wassermengen etwa 10 *m* hoch emporgeschleudert werden. Die Eruption dauert etwa eine Minute. Der Geysirkanal führt schräg in die Tiefe. Das Wasser wird zum Teil gegen eine hohe Wand geschleudert. Während der Ruhepause ist der Schlund trocken, vor der Eruption

kocht das Wasser bis zur Oberfläche auf und fällt dann wieder zurück. Am Fuß der Westwand dieses steilen Geysirhügels wirft ein kleinerer Geysir in den gleichen Perioden sein Wasser bis zu 1 *m* Höhe. Schließlich erhebt sich in der Mitte der westlichen Hälfte des Beckens ein hoher, sehr flacher Sinterkegel mit einer polsterartigen Öffnung von etwa einem Fuß Durchmesser. Es wurde nur ein lebhaftes Brodeln, aber kein Überfließen des Wassers beobachtet, jedoch sprechen ziemlich frische Sinterterrassen, die sich bis auf einige Meter Entfernung rings um die Öffnung gebildet haben, dafür, daß auch dieser Geysir, wenn auch in größeren Zwischenräumen, arbeitet.

Vom südlichen Teile der Bucht liegen Proben von basaltähnlichem Andesit sowie von einem lateritartigen Zersetzungsprodukte vor.

Französische Inseln.

Die Gruppe der Französischen oder French-Inseln liegt zwischen 149 und 150° östlicher Länge, etwa 90 *km* nördlich von Neupommern, und umfaßt die drei größeren Inseln Deslacs, Mérite und Forestier sowie vier oder fünf kleinere. Besucht wurden die Inseln Deslacs, Mérite und Nordinsel.

Deslacs.

Die Insel Deslacs ragt als schildförmige Masse aus dem Meere empor und läßt, von Südwesten gesehen, zwei Bodenanschwellungen erkennen, deren höchste Pflüger zu 307 *m* Meeres-

Fig. 5. Insel Deslacs, von O. gesehen.

höhe bestimmte. Sie besitzt zwei vortreffliche Häfen: Peterhafen im Nordosten, Johann Albrechthafen im Süden.

Der halbkreisförmige Peterhafen (vgl. Fig. 5) ist der Rest eines Kraters, dessen östlicher Teil vom Meere zerstört ist, und der auf den übrigen Seiten von steil abstürzenden Abhängen, bestehend aus bis zu 5 *m* mächtigen Lava- und Tuffbänken, begrenzt wird. Den Eingang zum Hafen verschließen bogenförmige Korallenriffe, die vermutlich auf dem Rest des zerstörten Kraterwalles aufgebaut

sind und nur eine schmale Durchfahrt offen lassen. Von Norden her schiebt sich außerdem eine sandige Landzunge wie ein Riegel vor die innerste Bucht, deren durchnittliche Tiefe etwa 25 Faden beträgt. Ihre größte Höhe erreichen die Steilabstürze ungefähr in der Mitte der westlichen Umgrenzung mit 160 *m*, um nach beiden Seiten allmählich sich zu senken. Im Norden ist die Begrenzung des Kraterwalles noch deutlich erkennbar, die Wände fallen hier nach der Bucht hin etwa 20 *m*, nach dem Lande zu etwa 10 *m* tief steil ab, während sonst vom Innenrand des Kraters das Gelände unvermittelt in den sanften Anstieg des zentralen Teiles der Insel übergeht. Diese Beobachtung deutet darauf hin, daß über Peterhafen sich einst ein parasitischer Vulkankegel des größeren Inselvulkans erhoben hat.

Auf einem Vormarsch ins Innere fand man vereinzelte Lavablöcke umherliegend, im Bett eines ausgetrockneten Baches anstehende Lava. Es handelt sich um typischen sowie basaltartigen Andesit.

Nördlich von Peterhafen ist dem steilen Nordabfall der Insel eine flache Küstenzone vorgelagert, die allmählich schmäler wird und schließlich ganz verschwindet. Etwa 8 *km* von Peterhafen entfernt ist der Nordküste ein zirka 100 *m* breites Strandriff vorgeschoben, das etwa 1 *m* über den Hochwasserstand emporragt. Diese Hebung soll im Jahre 1895 plötzlich erfolgt sein unter gleichzeitigem Verschwinden einer heißen Quelle.

Mérite.

Die Insel Mérite (Fig. 6) besteht aus drei in südost-nordwestlicher Richtung dicht aneinandergereihten Bergkegeln, von denen

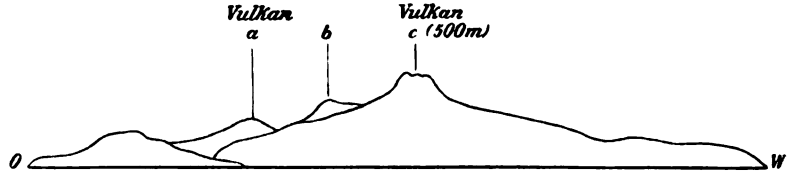


Fig. 6. Insel Mérite, von NW. gesehen.

zwei (*a* und *c* in der Figur) sicher alte Vulkane darstellen und auch bezüglich des dritten ist diese Auffassung wahrscheinlich. Die Berge fallen nach Nordwesten und Nordosten steil ins Meer ab, nur

selten ist ihnen ein schmaler Küstenstreifen vorgelagert. Vor der Nordostküste erhebt sich eine kleine Felseninsel 15 bis 20 *m* über die Meeresoberfläche.

Nordinsel.

Die Nordinsel ist ein einzelner Vulkankegel von regelmäßiger Form und zirka 400 *m* Höhe, rings umgeben von einem breiten weißen Sandstrande und weit ins Meer vorgeschobenen Korallenriffen. Am Südoststrande entspringt zirka 10 *m* über dem Meeresspiegel eine kleine heiße Quelle, eine ebensolche größere am Nordwestrande etwa 5 *m* über dem Meeresspiegel. Der faustdicke Strahl der letzteren wird ungefähr $^1/_2$ *m* emporgeworfen und bildet, am Abhange herunterrieselnd, braungelbe Sinterterrassen. Das Wasser schmeckt salzig, die Temperatur beträgt 100° C.

An dem Bergabhange stehen Andesitlaven und Tuffe an.

II. Petrographischer Teil.

Die im ersten Teil beschriebenen Gebiete zerfallen nach ihrer petrographischen Beschaffenheit in zwei Gruppen, deren erste das Baininggebirge darstellt, während alle übrigen Teile der zweiten angehören. Nach diesen petrographischen Gesichtspunkten gliedert sich der zweite Teil der Arbeit folgendermaßen:

A. Ältere Gesteine:
- I. Monzonite und Diorite.
- II. Dioritporphyrite.
- III. Augitporphyrite.

B. Junge Gesteine:
- I. Dacite.
- II. Andesite.

A. Ältere Gesteine.

Die vorliegenden Proben älterer Gesteine stammen vom Nordabhang des Baininggebirges, wo sie anstehend und als Gerölle im Bache Karro sich vorfinden. Es sind Monzonite, Augitdiorite, Dioritporphyrite und Augitporphyrite.

Monzonit.

Die Monzonite zeigen eine große Mannigfaltigkeit und entsprechen nach makroskopischem und mikroskopischem Habitus ver-

schiedenen Typen, denen man auch im Predazzo-Monzoni-Gebiet begegnet. Ein Gestein lehnt sich in jeder Weise an den von Romberg als Normaltypus aufgestellten Monzonit an[1]) und ich bezeichne dieses daher auch hier als normalen Monzonit.

Die Monzonite vom Baininggebirge sind grau und grün gesprenkelte, grobkörnige Gesteine, die makroskopisch grauweißen Plagioklas, dunkelgrünen Augit und farblose oder blaßrötliche derbe Partien erkennen lassen. Einzelne Proben sind reichlich mit Schwefelkies imprägniert. Die Spaltungsfähigkeit des Magmas tritt bereits im Handstück hervor. So durchsetzt in einem Falle eine gangförmige Ader das Gestein, deren Armut an dunklen Bestandteilen bereits makroskopisch auffällt, während an ihren Rändern eine Anreicherung an solchen wahrzunehmen ist. In einem anderen Falle ist der Kontakt einer fast ausschließlich aus dunklen Gemengteilen bestehenden mit einer durch Vorherrschen der farblosen ausgezeichneten Fazies zu erkennen. Die Mineralien der letzteren zeichnen sich durch die Größe und deutliche Form der Krystalle aus. Der Orthoklas bildet blaßrötliche, der Plagioklas grünlichweiße 0·5 bis 1 *cm* große Krystalle, die vereinzelten Augite erreichen bis zu 2 *cm* Länge. Daneben erscheint nesterweise Epidot von gelbgrüner Färbung.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt einen erheblichen Wechsel im Verhältnis der Komponenten Orthoklas, Plagioklas und Quarz in den verschiedenen Varietäten. Im normalen Monzonit tritt der Orthoklas gegenüber dem Plagioklas unbedeutend zurück. Nach der einen Seite schließt sich ein Typus an, in dem beide Feldspate etwa in gleichen Mengen vorhanden sind. Diesem folgt als weiteres Glied ein Gestein, in dem der Kalifeldspat den Kalknatronfeldspat in geringem Grade überwiegt. In den beiden erstgenannten Typen kommt die Quarzmenge der Orthoklasmenge ungefähr gleich, im letzterwähnten Typus tritt sie gegen diese zurück.

Mineralbeschreibung.

a) Orthoklas.

Der Orthoklas erscheint durchgehends in einfachen Individuen mit geringem Grad von Idiomorphismus. Am häufigsten tritt er in

[1]) J. Romberg, Geologisch-petrographische Studien im Gebiete von Predazzo. I. Sitz.-Ber. d. Kgl. Pr. Akad. d. Wiss. Berlin 1902, pag. 687.

ausgezeichneter schriftgranitischer Verwachsung mit Quarz auf, daneben bildet er zuweilen die äußerste Schale zonar gebauter Plagioklase, oder aber er erfüllt als Ausscheidung der letzten Krystallisationsperiode die Zwischenräume zwischen den früher gebildeten Bestandteilen. Sein durch Ausscheidung von Kaolinsubstanz trübes, erdiges Aussehen macht neben dem Mangel an Zwillingslamellen vorzüglich auf ihn aufmerksam. Das niedrige Brechungsvermögen im Vergleich zum Kanadabalsam ist ein sicheres Unterscheidungsmerkmal von dem anwesenden Plagioklas.

b) Plagioklas. [1])

Im normalen Typus ist der Plagioklas der herrschende Bestandteil. Die Krystalle sind zum Teil tafelförmig nach $M=\infty P\breve{\infty}$ (010), zum Teil gestreckt nach der Brachydiagonale oder gelegentlich nach der c-Achse. Die herrschenden Formen sind: $P=oP$ (001); $M=\infty P\breve{\infty}$ (010); $l=\infty P'$(110); $T=\infty'P(1\bar{1}0)$; $x=,P,\overline{\infty}(\bar{1}01)$; $y=2,P,\overline{\infty}(\bar{2}01)$. Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist ungemein verbreitet, daneben wurden Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz (oft in Kombination mit dem erstgenannten), ferner nach dem Periklingesetz (gleichfalls oft vereinigt mit dem Albitgesetz), gelegentlich auch Durchkreuzungszwillinge beobachtet.

---

[1]) Die Bestimmung der Feldspate erfolgte nach verschiedenen Methoden, und zwar gelangten zur Charakterisierung des Feldspats in einem Gestein möglichst viele dieser Methoden zur Anwendung. Anzuführen sind die folgenden:

Michel-Lévy, De l'emploi du microscope polarisant à lumière parallèle pour l'étude des roches éruptives. Ann. d. Mines (7) XII, 1877, pag. 451 ff.

M. Schuster, Über die optische Orientierung der Plagioklase. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. N. F. 3. 1881, pag. 117 ff.

F. Fouqué, Contribution à l'étude des feldspats des roches volcaniques. Bull. Soc. franç. de Min. Paris 1894, 17, pag. 428.

F. Becke, Über die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengteile, besonders der Plagioklase auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitz.-Ber. d. Wien. Akad. 102. I. Abt. 1893, Juliheft und Tscherm. Min. u. petr. Mitt. N. F. 13, 1892, pag. 386—388.

G. F. Becker, Annual Report U. S. Geol. Surv. 17, Part III, 1898, pag. 1—86.

F. Becke, Zur Bestimmung der Plagioklase in Dünnschliffen, in Schnitten senkrecht P und M. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. N. F. 18, 1899, pag. 556—558.

C. Klein, Optische Studien I. Sitz.-Ber. d. Kgl. Preuß. Akad. d. Wiss. zu Berlin 1899, pag. 363.

F. Becke, II. Optische Untersuchungsmethoden. Denkschrift d. math.-naturw. Kl. k. k. Akad. d. Wiss. Wien 1904, 75, pag. 55—95.

Zonarer Bau der Feldspate ist verbreitet. Es herrscht die Regel, daß die Schalen nach außen eine Anreicherung an Albitsubstanz erfahren. Die Anzahl der Zonen ist nur ausnahmsweise größer als drei. Die Zonengrenze ist bald scharf, bald findet ein allmählicher Übergang vom Kern zu den Zonen statt, der sich in undulöser Auslöschung zu erkennen gibt. Gelegentlich wurde beobachtet, daß unregelmäßig begrenzte Flecken oder regelmäßig leistenförmige Partien im Krystallkern gleichzeitig mit einer der Zonen auslöschen, also dieselbe chemische Zusammensetzung wie diese besitzen.

Diese schwankt zwischen den Grenzen Oligoklas und Labrador-Bytownit. Die albitreicheren Mischungen treten vorzugsweise als äußerste Schalen zonarer Krystalle auf. Die Auslöschungsschiefe nicht zonarer Individuen beträgt in Schnitten $\| M = \infty P \breve{\infty}$ (010):

$-19^\circ\ 30'$; -20°; $-20^\circ\ 30'$; $-26^\circ\ 30'$; -27°; $-27^\circ\ 30'$

entsprechend Labrador ($Ab_{45}An_{55}$)

bis Labrador-Bytownit ($Ab_{30}An_{70}$)

$\perp P$ und M:

$+24^\circ$ entsprechend Andesin ($Ab_{55}An_{45}$)

$+31^\circ$ „ Labrador ($Ab_{45}An_{55}$)

$\perp c$, gemessen zur Spur von $P = oP$ (001);

$+2^\circ$ (Schale)	entsprechend	Oligoklas
$+8^\circ$ (Kern)	„	Andesin
$+14^\circ$	„	Andesin-Labrador
$+17^\circ$ (Kern)	„	Labrador-Andesin
$+23^\circ$; $+25^\circ$	„	Labrador
$+35^\circ$	„	Labrador-Bytownit.

Als Maximum der Auslöschungsschiefe in Schnitten aus der symmetrischen Zone ergab die Beobachtung 31°, ein Wert, der einem Labrador entspricht.

Die Auslöschungsschiefe und die entsprechende Zusammensetzung zonar gebauter Krystalle in Schnitten $\| M$ enthält die nebenstehende Tabelle.

Der Feldspat schwankt somit auch hier zwischen Oligoklas und Bytownit.

Kern	1. Zone	2. Zone
$-19^{\circ} = Ab_{45}An_{55}$	$-8^{\circ} = Ab_{60}An_{40}$	$+1^{\circ} = Ab_{70}An_{30}$
$-19^{\circ}30' = Ab_{45}An_{55}$	$-2^{\circ} = Ab_{65}An_{35}$	—
$-24^{\circ} = Ab_{35}An_{65}$	$-11^{\circ} = Ab_{55}An_{45}$	$0^{\circ} = Ab_{70}An_{30}$
$-26^{\circ} = Ab_{35}An_{65}$	$-15^{\circ}30' = Ab_{50}An_{50}$	—
$-30^{\circ} = Ab_{25}An_{75}$	$-5^{\circ} = Ab_{65}An_{35}$	$+5^{\circ}30' = Ab_{75}An_{25}$
$-32^{\circ} = Ab_{15}An_{85}$	$-20^{\circ}30' = Ab_{45}An_{55}$	—

Die Ausscheidung von Kaolinsubstanz tritt beim Kalknatronfeldspat mehr zurück als beim Kalifeldspat. Dagegen findet recht häufig Umwandlung zu gelbgrünem, deutlich pleochroitischem Epidot und in ein helles Glimmermineral statt. Chloritsubstanz ist oft von außen auf den Spaltrissen in die Krystalle eingedrungen und erfüllt sie mehr oder weniger.

c) Quarz.

Quarz kommt in wechselnden Mengen als Zwischenklemmungsmasse und in schöner schriftgranitischer Verwachsung mit Orthoklas vor.

d) Augit.

Der Augit ist zum Teil rhombisch, zum Teil monoklin.

Der rhombische Augit ist überall in Bastit umgewandelt.

Der monokline Augit ist mit grünlichen, graugrünen und bräunlichen Tönen durchsichtig, zeigt nur in wenigen Fällen schwachen Pleochroismus zwischen licht gelblichbraun und fast farblos und hat in Schnitten nach dem seitlichen Pinakoid eine Auslöschungsschiefe $c:c = 40$ bis 41°. Im allgemeinen entbehrt er scharfer Umgrenzung, wo solche vorhanden ist, sind die Spuren von $-P$ (111), ∞P (110), $\infty P\bar{\infty}$ (100), $\infty P\dot{\infty}$ (010) wahrzunehmen. Die Spaltbarkeit nach ∞P (110) ist überall vollkommen, eine Absonderung nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) mehr oder weniger deutlich. Zwillingsbildung nach $\infty P\bar{\infty}$ (100) ist verbreitet, wobei sich oft eine oder mehrere schmale Lamellen zwischen die beiden Hauptindividuen schieben.

Neben verhältnismäßig frischer Substanz begegnet man einer weitgehenden Zersetzung in serpentin- und chloritartige Produkte, in Epidot, sowie einer Umwandlung in uralitische Hornblende.

In weitaus den meisten Fällen grenzt der Augit idiomorph gegen den Feldspat, doch findet gelegentlich auch das Umgekehrte

statt, ein Beweis dafür, daß die Bildung beider Mineralien eine gewisse Zeit parallel lief.

e) Hornblende.

Die Hornblende ist überall aus dem Augit hervorgegangen und gehört dem Uralit an. Zwischen vollständig umgewandeltem und ganz frischem Augit sind alle möglichen Umwandlungsstadien zu beobachten. In weitaus den meisten Fällen beginnt die Umwandlung randlich und schreitet nach innen fort, doch sind vereinzelt auch solche beobachtet worden, in denen unregelmäßig begrenzte Hornblendepartien rundum von kompakter, frischer Augitsubstanz umgeben werden.

Die auftretenden Formen und Zwillingsbildungen sind denen der Augite analog.

Die Auslöschungsschiefe beträgt in Schnitten nach $\infty P\infty$ (010) c : c zirka 15°.

Der Pleochroismus ist deutlich und tritt in zwei verschiedenen Arten, beide im Schliffe oft unmittelbar nebeneinander liegend, ja gelegentlich sogar in ein und demselben Individuum vereinigt, auf. Er ist gewöhnlich für Licht

‖ b c	pol.	‖ a	schwing.	gelblichbraun
‖ a c	„	‖ b	„	olivengrün
‖ a b	„	‖ c	„	licht smaragdgrün

oder aber seltener für Licht

‖ b c	pol.	‖ a	schwing.	lichtbräunlich
‖ a c	„	‖ b	„	dunkelbraun
‖ a b	„	‖ c	„	hellgrün.

Zwischen den beiden Farben für die parallel b schwingenden Strahlen steht gelegentlich ein grüner Ton mit Stich ins Braune. In einem Falle war eine breite Zone um einen Augitkern, die für b parallele Strahlen braun erschien, mit einem schmalen, gleich orientierten Saum umgeben, der mit grünlichen Tönen durchsichtig war. Die vorhin erwähnten im frischen Augit eingeschlossenen Hornblendepartien sind für Strahlen, die parallel b schwingen, braun gefärbt.

Oft verbreiten sich über einzelne Partien im Schliffe mikrolithenartige Hornblendenadeln, sogenannte „wandernde Hornblende“[1]),

[1]) Vgl. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl. Leipzig 1893, Bd. I, pag. 320 und 321.

bald zu dichten Aggregaten zusammentretend, bald in spärlicher Verteilung. Mit Vorliebe erscheinen sie in Feldspatkrystallen eingeschlossen.

f) Glimmer.

Als akzessorischer Bestandteil erscheint in den Monzoniten vom Baininggebirge ein dunkler Glimmer in unregelmäßig begrenzten Lappen und Blättchen. Er ist meist durch Ausscheidung von Chlorit gebleicht und läßt dann den in frischen Individuen kräftigen Pleochroismus undeutlich erkennen. Stets ist die Absorption $b > a$ und c: man beobachtet schwarzbraune und rotbraune Töne für b, grün, gelblichgrün und gelblich für c.

g) Turmalin.

Turmalin tritt vereinzelt auf als akzessorischer Gemengteil, und zwar in kleinen Säulchen mit deutlichen Rissen quer zur Säulenachse sowie kräftigem Pleochroismus, und zwar erscheint O dunkelbraun, E lichtbräunlich gefärbt. Die Absorption ist also $O > E$.

h) Apatit.

Apatit ist als akzessorischer Bestandteil verbreitet. Er wird in einzelnen Typen sehr reichlich und fehlt keinem Gestein vollständig. Er bildet vorwiegend dünn säulenförmige, in Feldspat eingeschlossene Krystalle. Die Säulen können relativ beträchtlich groß werden, in gleicher Weise wurden recht große sechsseitige Schnitte nach der Basis beobachtet. Die Spaltbarkeit nach oP (0001) ist überall deutlich, eine solche nach ∞P ($10\bar{1}0$) wurde gelegentlich recht schön bei größeren Krystallen gefunden. Der Apatit ist meist farblos, doch zeigten die Längsschnitte vereinzelt deutlichen Pleochroismus. Es ist die Absorption $O < E$, wie die Beobachtung O fast farblos mit einem Stich ins Gelbliche, E hellbraun dartut.

i) Magnetit.

Magnetit ist bald gleichmäßig im Gestein verteilt, bald ist seine Ausscheidung lokal beschränkt. Gewöhnlich bildet er rundliche und gelappte Körner, zuweilen auch krystallographisch scharfbegrenzte, oktaedrische Formen.

k) Titaneisen.

Titaneisen in wechselnder Verbreitung bildet meist unregelmäßige, gerundete, zuweilen gezackte, skelettartige Formen, doch sind gelegentlich auch idiomorphe Krystalle mit einem Spaltrissen ähnelnden Strichsystem zu beobachten.

l) Titanit.

Titanit erscheint in engem Zusammenhang mit Titaneisen ohne scharfe krystallographische Begrenzung.

Für die monzonitische Natur des Gesteins spricht auch seine chemische Zusammensetzung. Die folgende Analyse, die von Herrn Dr. A. Lindner in Breslau freundlichst ausgeführt wurde, bezieht sich auf ein zwischen dem normalen Monzonit und dem Diorit stehendes Gestein. Es führt verhältnismäßig wenig Orthoklas und ist reichlich mit Schwefelkies imprägniert. Zum Vergleich stelle ich der Analyse die von Romberg für normalen Monzonit von Mezavalle angegebene gegenüber.[1])

Monzonit (Mezavalle)		Monzonit (Baininggebirge)	
SiO_2	52·64	SiO_2	51·97
TiO_2	1·10	—	—
Al_2O_3	14·96	Al_2O_3	15·37
Fe_2O_3	4·44	Fe_2O_3	6·76
FeO	5·63	FeO	7·89
—	—	FeS_2	0·53
MnO	0·22	—	—
CaO	7·82	CaO	7·96
MgO	3·92	MgO	2·42
K_2O	3·98	K_2O	1·26
Na_2O	3·82	Na_2O	3·31
H_2O	1·17	H_2O	2·39
P_2O_5	0·27	P_2O_5	0·33
	99·97		100·19

Spez. Gew. . . . . 2·843

oder auf Molekularprozente umgerechnet:

[1]) J. Romberg, Über die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine in den Gebieten von Predazzo und Monzoni. Anh. z. d. Abh. d. Kgl. Pr. Akad. d. Wiss. Berlin 1904, pag. 31.

SiO_2	57·79	SiO_2	61·26
TiO_2	0·90	—	—
Al_2O_3	9·66	Al_2O_3	10·66
FeO	8·81	FeO	10·71
MnO	0·20	—	—
CaO	9·20	CaO	10·05
MgO	6·46	MgO	2·41
K_2O	4·06	K_2O	0·95
Na_2O	2·79	Na_2O	3·77
P_2O_5	0·13	P_2O_5	0·16
	100·00		100·00

Monzonitaplit.

In der oben erwähnten gangförmigen Apophyse handelt es sich um einen Monzonitaplit im Sinne Rombergs.[1]) Die Struktur ist aplitisch. Die ausschließlichen Bestandteile bilden Quarz und Feldspat, die oft ausgezeichnete schriftgranitische Verwachsung aufweisen. Der Mangel an Zwillingslamellen in fast allen Körnern, die Auslöschung von 4 bis 6° in Schnitten nach $M = \infty P \breve{\infty}$ (010) sowie das niedrige Brechungsvermögen im Vergleich zum Canadabalsam beweisen, daß der Feldspat zum überwiegenden Teil Orthoklas ist. Farbige Bestandteile finden sich nur ganz vereinzelt und entstammen dem Nebengestein. Die Grenzzone dieses gegen den Aplit sind an solchen etwas angereichert.

Augitdiorit.

Vom Normaltypus der Monzonite findet durch Zurücktreten des Orthoklasgehalts ein allmählicher Übergang zu den Dioriten statt, deren Glieder wiederum eine fortlaufende Reihe von solchen mit normalem nach solchen mit spärlichem Quarzgehalt bilden.

Die Gesteine sind mittel- bis feinkörnig, von graugrüner Farbe und lassen makroskopisch glänzende Plagioklaskrystalle erkennen.

U. d. M. beobachtet man bei hypidiomorph körniger Struktur als wesentliche Bestandteile Plagioklas, Augit bzw. uralitische Hornblende und Quarz. Akzessorisch treten Magnetit, Titaneisen, Titanit

---

[1]) J. Romberg, Vorarbeiten zur geologisch-petrographischen Untersuchung des Gebietes von Predazzo. Sitz.-Ber. d. Kgl. Pr. Akad. d. Wiss. Berlin 1901, Nr. XX pag. 459.

und Apatit hinzu. Bezüglich der Beschaffenheit dieser Bestandteile gilt das bei der Beschreibung der Monzonite Gesagte. Auch hier schwankt der Plagioklas zwischen weiten Grenzen und ist oft zonar gebaut. In einem Schnitt senkrecht zu einer optischen Achse wurde nach der von Fr. Becke angegebenen Methode[1]) der positive Charakter festgestellt. Folgende Auslöschungsschiefen wurden beobachtet in den Schnitten:

$\perp$ P und M:

$+26^0$ entsprechend Andesin ($Ab_{55}An_{45}$)

$+37^0$ „ Labrador-Bytownit ($Ab_{30}An_{70}$)

$\perp$ c:

$+32^0$ entsprechend Labrador-Bytownit

$+38^0$ „ Bytownit-Labrador

$\parallel$ M mit Zonarstruktur der Krystalle:

Kern	1. Zone	2. Zone
$-26^0\,30' = Ab_{30}An_{70}$	$-12^0 = Ab_{55}An_{45}$	$0^0 = Ab_{70}An_{30}$
$-26^0\,30' = Ab_{30}An_{70}$	$-17^0 = Ab_{50}An_{50}$	
$-27^0\,30' = Ab_{30}An_{70}$	$-10^0 = Ab_{55}An_{45}$	$+30' = Ab_{70}An_{30}$
$-30^0 = Ab_{25}An_{75}$	$-18^0 = Ab_{45}An_{55}$	$-4^0 = Ab_{65}An_{35}$
$-35^0 - Ab_5\,An_{95}$	$-13^0 = Ab_{55}An_{45}$	$-4^0 = Ab_{65}An_{35}$

Die Grenzen der Zusammensetzung bilden Oligoklas-Andesin und Bytownit-Anorthit. In dem zuletzt angeführten Falle findet der Übergang von der inneren zur Randzone allmählich statt, — 4^0 bedeutet den äußersten Wert der Auslöschungsschiefe.

Schnitte aus der symmetrischen Zone ergeben als Maximalwert der Auslöschungsschiefe im Kern zirka 38^0 (Labrador-Bytownit), im Rand zirka 20^0 (Andesin).

Glimmer wurde nur in einem Falle als kleiner Einschluß in uralitischer Hornblende gefunden, ob es sich um ein Zersetzungsprodukt oder um solchen primärer Natur handelt, ist nicht zu entscheiden. Apatit scheint spärlicher vorhanden zu sein als in den Monzoniten.

[1]) F. Becke, Optische Untersuchungsmethoden, l. c. pag. 80.

Augitdioritporphyrit.

Makroskopisch erkennt man in dem graugrünen, fast dichten Gestein 2 bis 3 *mm* große Plagioklase.

U. d. M. heben sich von der hypidiomorph-körnigen Grundmasse deutlich Einsprenglinge von überwiegendem Plagioklas und von wenig zahlreichen Augitkrystallen ab. Der Plagioklas hat auch hier wiederum verschiedene chemische Zusammensetzung. Unter den Einsprenglingen betragen die beobachteten Schiefen in Schnitten

|| M:

— 23° 30′	entsprechend	Labrador ($Ab_{40}An_{60}$)
— 31°	„	Bytownit ($Ab_{20}An_{80}$)
— 32° (Kern)	„	Bytownit ($Ab_{20}An_{80}$)
— 25° (Rand)	„	Labrador-Bytownit ($Ab_{35}An_{65}$)

⊥c:

+30°; +35°; +37° entsprechend Labrador-Bytownit bis Bytownit-Labrador.

Unter dem Grundmassenfeldspat wurden nachfolgende Schiefen ermittelt: in einem Schnitt || M für den Kern — 23° ($Ab_{40}An_{60}$), für den Rand — 5° (Oligoklas-Andesin = $Ab_{65}An_{35}$).

Das Maximum der Auslöschungsschiefe in Schnitten aus der symmetrischen Zone war 38°, was etwa einem Labrador-Bytownit entspricht.

Orthoklas konnte trotz sorgfältiger Prüfung nicht nachgewiesen werden.

Der Augit zeigt analoge Eigenschaften wie in den Monzoniten. Auf $\infty P\grave{\infty}$ (010) wurde $c:\mathfrak{c} = 42°$ gemessen. Die uralitische Hornblende ergab in einem Schnitt nach dem seitlichen Pinakoid die Schiefe $c:\mathfrak{c} = 12° 30'$. Die Umwandlung des Augits in Hornblende ist ausgezeichnet zu verfolgen.

Quarz wurde nur ganz spärlich angetroffen.

Augitporphyrit.

Bemerkenswert ist, daß auch bei diesem Vorkommen die Monzonite in Verbindung mit Augitporphyriten auftreten, somit auch in dieser Beziehung eine vollkommene Übereinstimmung mit dem Predazzo-Monzoni-Gebiet besteht.

Die Augitporphyrite haben feinkörniges bis dichtes Gefüge und graugrüne, grauviolette sowie blaugraue Farbe. Wo makroskopisch Einsprenglinge erkennbar sind, gehören sie vorwiegend dem

Plagioklas an und bilden bis zu 4 *mm* lange Leisten, seltener Tafeln. Augit erscheint im Handstück nur gelegentlich in Säulen, die bis zu 3 *mm* Länge erreichen.

U. d. M. beobachtet man eine deutlich porphyrische Struktur. Die grünliche oder schmutzig braungrüne, teils intersertale, teils pilotaxitische Grundmasse besteht aus Plagioklas von mehr oder minder ausgeprägter Leistenform, Augit- und Magnetitkörnern. Fluidale Anordnung der Feldspatleistchen ist verbreitet. Die Zusammensetzung der Grundmassenfeldspate ist nicht verschieden von der der Einsprenglinge. Versteckte Zonarstruktur und infolgedessen undulöse Auslöschung ist nicht selten. Als Einsprenglinge sind Plagioklas, Augit bzw. uralitische Hornblende und Magnetit zu nennen. Das Mengenverhältnis zwischen Plagioklas und Augit bzw. Hornblende schwankt beträchtlich, doch herrscht ersterer an Zahl und Größe der Individuen meist vor, ja in einzelnen Typen bildet er fast ausschließlich den Bestand der Einsprenglinge. Diese sind oft gebogen oder zerbrochen infolge mechanischer Einwirkungen. Grundmasseneinschlüsse im Feldspat sind verbreitet. Die Umwandlung desselben entspricht den bei den Monzoniten geschilderten Verhältnissen. Die Beobachtung der Auslöschungsschiefe ergab folgende Werte in Schnitten

$\parallel M$:

-23^0 bis -25^0 entsprechend Labrador ($Ab_{40}\,An_{60}$ bis $Ab_{35}\,An_{65}$)

$\perp c$:

$+12^0$ „ Andesin ($Ab_{55}\,An_{45}$)

$+25^0$; $+27^0$ „ Labrador.

In Schnitten $\parallel M$ zonar gebauter Krystalle wurden folgende Werte gemessen:

Kern	Rand
$-23^0 = Ab_{40}\,An_{60}$	$-10^0\,15' = Ab_{55}\,An_{45}$
$-26^0 = Ab_{35}\,An_{65}$	$-11^0\,45' = Ab_{55}\,An_{45}$
$-27^0\,30' = Ab_{30}\,An_{70}$	$-26^0 = Ab_{35}\,An_{65}$
$-32^0 = Ab_{15}\,An_{85}$	$-25^0 = Ab_{35}\,An_{65}$

Die Endglieder dieser Reihe sind demnach ein Andesin und ein Bytownit. Bezüglich der farbigen Gemengteile sei auf die für

Monzonite gegebene Beschreibung verwiesen. Gelegentlich ist eine opacitische Umwandlung des Augits wahrzunehmen.

B. Junge Gesteine.

Die jungen Gesteine sind vertreten durch Dacite, Andesite und Basalte.

Dacit.

Die vorliegenden Dacite zerfallen nach äußerem Habitus, mineralogischem Bestand und lokalem Vorkommen in zwei Gruppen.

Die erste Gruppe umfaßt Bimssteine von der Nordküste der Hannambucht, nicht weit entfernt von dem im ersten Teil der Arbeit beschriebenen Geysirgebiet. Ihre Vertreter sind typische Biotitdacite. Sie haben weiße Farbe und lassen im Handstück zahlreiche schwarze und rotbraune Glimmerblättchen erkennen.

U. d. M. beobachtet man in einem fast farblosen Glase mit deutlich fluidalem Habitus Einsprenglinge von herrschendem Feldspat, Quarz, Biotit und Magnetit. Der Feldspat ist durchwegs ein Plagioklas von glasigem Aussehen und mit geringem Brechungsvermögen, sein Relief ist wenig höher als das des umgebenden Glases. Er erscheint gern taflig nach M und hat die Formen:

$M = \infty P \breve{\infty}$ (010); $P = oP$ (001); $T = \infty'$, P $(1\bar{1}0)$; $l = \infty P'$, (110);
$x =, P, \overline{\infty}$ $(\bar{1}01)$; $y = 2, P, \overline{\infty}$ $(\bar{2}01)$.

Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist verbreitet, nach dem Periklingesetz seltener. Die Krystalle besitzen häufig Zonarstruktur mit Zunahme des Albitgehalts der Schalen nach außen. Als Einschluß beobachtet man gelegentlich Biotit. In einem Falle sind Grundmasseneinschlüsse verbreitet, in demselben Gestein gewahrt man eine weitgehende Umwandlung des Feldspats in Chalcedonsubstanz. Die chemische Zusammensetzung bewegt sich innerhalb enger Grenzen. Ein zonar gebauter Krystall, der scharfe Umgrenzung besitzt und sehr schön nach $M = \infty P \breve{\infty}$ (010) getroffen ist, ergab folgende Werte:

Kern:	-5^0	entsprechend	$Ab_{63}An_{37}$
1. Zone:	$-2^0 30'$	„	$Ab_{65}An_{35}$
2. Zone:	$+2^0 30'$	„	$Ab_{72}An_{28}$

In einem Schnitte $\perp$ P und M wurde eine Schiefe von $+21^0$ beobachtet, was dem Mischungsverhältnis $Ab_{60}An_{40}$ entspricht.

An einem Individuum eines Albitzwillings, das sehr genau senkrecht zur I. Mittellinie getroffen war, wurde der negative Charakter

festgestellt und eine Auslöschungsschiefe von $+22°$, gemessen nach der Spur der Zwillingsgrenze, ermittelt. Die des Zwillingsindividuums betrug 25°. Der Krystall hat demnach die Zusammensetzung $Ab_{55}An_{45}$.

In Schnitten senkrecht zu einer optischen Achse wurde in einem Falle negativer Charakter mit verhältnismäßig deutlicher Achsendispersion $\rho < \upsilon$ nachgewiesen, an anderer Stelle ergab die Beobachtung positiven Charakter und eine Achsendispersion $\rho < \upsilon$.

Der Feldspat ist somit im wesentlichen ein Andesin und gibt ein schönes Bild von dem Wechsel gewisser optischer Eigenschaften zwischen den Grenzen Oligoklas-Andesin und Andesin-Labrador.

Der Glimmer tritt fast durchweg in leistenförmigen Schnitten auf. Der Achsenwinkel ist sehr klein, der Pleochroismus kräftig. Und zwar erschien das Mineral für Licht

$\parallel$ a b bzw. a c pol. $\parallel$ c bzw. b schwing. dunkel rotbraun
$\parallel$ b c „ $\parallel$ a „ gelbgrün.

Durch alle diese Merkmale ist der Glimmer als ein Biotit charakterisiert. Gelegentlich enthält er als Einschluß Magnetitkryställchen.

Der Quarz besitzt Dihexaederform und ist reich an Gaseinschlüssen.

Der zweiten Gruppe gehören schwarz gefärbte Gläser vom Strand der Hannaminsel sowie vom Südstrand des Hannamhafens an.

U. d. M. beobachtet man ein fast farbloses Glas mit wenig Einsprenglingen. Unter diesen herrschen Plagioklas und Quarz vor. Eine spärlich auftretende dunkle Hornblende bildet neben vereinzelten Magnetitkörnern den ausschließlichen dunklen Gemengteil.

Der Plagioklas bildet nach $M = \infty P \breve{\infty}$ (010) tafelige, zuweilen nach der ă-Achse gestreckte Individuen mit analoger Begrenzung wie in den Biotitdaciten. Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist verbreitet, solche nach dem Periklingesetz selten. Der Plagioklas bildet ebenso wie die übrigen Einsprenglinge oft den Kern trüber, graubrauner Mikrofelsitsphärolithe. Es wurden folgende Schiefen gemessen: $\parallel M = \infty P \breve{\infty}$ (010):

	$+5° 40'$	entsprechend	$Ab_{75}An_{25}$
	$+2° 30'$	„ ca.	$Ab_{70}An_{30}$
	$+1° 30'$	„	$Ab_{70}An_{30}$
$\perp c$:	$+2°$	„	$Ab_{75}An_{25}$

Diese Beobachtungen führen zu Oligoklas und Oligoklas-Andesin. Als Einschluß im Feldspat wurde Apatit in nadelförmigen Krystallen nachgewiesen.

Der Quarz tritt in Dihexaederform mit $+R\,(10\bar{1}1)$, $-R\,(01\bar{1}1)$ und $\infty R\,(10\bar{1}0)$ auf.

Die Hornblende ist äußerst spärlich und bildet einfache sowie Zwillingskrystalle mit scharfer krystallographischer Begrenzung. Der Pleochroismus ist kräftig zwischen dunkelbraunen und gelblichbraunen Tönen.

Von demselben Fundorte liegen graubraune, einsprenglingsfreie Gläser vor. Zu welcher Gruppe sie gehören, ist infolgedessen nicht zu entscheiden.

Andesite.

Die Andesite bilden infolge ihrer Verbreitung in dem dieser Arbeit zugrunde liegenden Gebiete die Haupvertreter der untersuchten jungen Gesteine.

Unter der Bezeichnung Andesite sind im folgenden vorwiegend Hypersthenpyroxenandesite verstanden. Das Verhältnis von Hypersthen zu Pyroxen ist indessen erheblichen Schwankungen unterworfen. Dennoch ist von einer Gliederung in Hypersthenandesite, Hypersthenpyroxenandesite und Pyroxenandesite abgesehen, und zwar aus dem Grunde, weil dies Verhältnis selbst in mehreren Proben von ein und demselben Fundorte stark wechselt. Gesteine, die nur Hypersthen oder nur Pyroxen führen, wurden nicht beobachtet. Im Durchschnitt begegnet man pyroxenreichen und hypersthenarmen Typen öfter als solchen, in denen beide Bestandteile gleich stark vertreten sind oder gar der Hypersthen vorherrscht.

Sodann sind zu den Andesiten auch solche Gesteine gerechnet, die man mit einem gewissen Recht als Basalte ansprechen könnte: sie besitzen mehr oder minder basaltische Struktur, zeichnen sich durch einen mehr oder weniger beträchtlichen Olivingehalt aus und weisen auch ein annähernd gleiches Mengenverhältnis der farblosen und dunklen Bestandteile auf. Zu diesen basaltähnlichen Andesiten gehören Gesteine vom Vulkan Mutter, solche aus dem Vulkangebiet des Vater, von der Nordküste der Hannambucht und vom Krater

Peterhafen auf der Insel Deslacs. Wenn diese Glieder zu den Andesiten gestellt wurden, so geschah dies mit Rücksicht auf den geologischen Verband, da aus allen genannten Gebieten solche in typischer Form vornehmlich vorliegen.

Die Struktur der Gesteine ist meist ausgesprochen hyalopilitisch, doch begegnet man auch häufig intersertaler, in einzelnen Fällen einer Neigung zu doleritischer (in den basaltähnlichen Gliedern) Struktur.

Die Bestandteile Plagioklas, monokliner Augit und Magnetit sind in weitaus den meisten Gesteinen in der Grundmasse sowohl als auch unter den Einsprenglingen vertreten. Der Hypersthen und, wo solcher auftritt, auch der Olivin gehören nur den letzteren an.

Der Einsprenglingsfeldspat ist ein Plagioklas; seine Form teils tafelig nach $M = \infty P\breve{\infty}$ (010), teils nach der krystallographischen ă-Achse, seltener nach der c-Achse gestreckt. Die äußere Begrenzung der Krystalle ist mehr oder weniger scharf und geschieht durch die Spuren von

$$M = \infty P\breve{\infty}\ (010);\quad P = oP\ (001);\quad T = \infty'P\ (1\bar{1}0);\quad l = \infty P'\ (110)$$
$$y = 2\,P,\overline{\infty}\ (\bar{2}01).$$

Unregelmäßig zackige Umrisse sind in einzelnen Proben die Regel. Skelettartige Krystalle, einfache und doppelte Stiefelknechtform treten gelegentlich auf. Die beobachteten Werte von Auslöschungsschiefen und die entsprechende Zusammensetzung sind auf pag. 209 und 210 in Tabelle I zusammengestellt.

Die Grundmassefeldspate bzw. die kleinen Einsprenglinge besitzen analoge Zusammensetzung wie die größeren. Es seien im Anschluß einige Beobachtungen an solchen, die mit besonderer Sorgfalt ausgeführt sind, mitgeteilt.

Gesteine vom Vulkan Nordtochter.

Schnitt	Ausl.	Zusammensetzung
$\parallel M$	$-5^0\ 40'$	Andesin-Oligoklas $Ab_{63}\ An_{37}$

(Fortsetzung auf Seite 213.)

Auslöschungsschiefen und Zusammensetzung der Plagioklaseinsprenglinge in den Andesiten.

Tabelle I.

Vorkommen	Schnitt ‖ M=∞P∞ (010)		Schnitt ⊥ P und M		Schnitt ⊥ z. I. Mittellinie		Opt. Charakter	Dispersion der Achsen
	Ausl.	Zusammensetzung	Ausl.	Zusammensetzung	Ausl.	Zusammensetzung		
Schlucht bei Wairiki	−14°	$Ab_{55}An_{45}$	—	—	—	—		
	−19° (K.)	$Ab_{45}An_{55}$	—	—	—	—		
	−6° (Z.)	$Ab_{60}An_{40}$	—	—	—	—		
	−22°	$Ab_{40}An_{60}$	—	—	—	—		
	−31° (K.)	$Ab_{20}An_{80}$	—	—	—	—		
	−20° (Z.)	$Ab_{45}An_{55}$	—	—	—	—		
Schlucht bei Simpsonhafen	−17°	$Ab_{50}An_{50}$	+20°	$Ab_{60}An_{40}$	—	—	+	
	−20°	$Ab_{45}An_{55}$	—	—	—	—		
	−27° 30′	$Ab_{30}An_{70}$	—	—	—	—		
Schlucht bei Matanatar	−26°	$Ab_{35}An_{65}$	+28° 50′	$Ab_{45}An_{55}$	—	—		
	−12°	$Ab_{55}An_{45}$	—	—	—	—		
Berg Varzin	−29° 30′ (K.)	$Ab_{25}An_{75}$	+32°	$Ab_{40}An_{60}$	+27°	Labrador	+	$\rho > \upsilon$
	−23° 30′ (1. Z.)	$Ab_{40}An_{60}$	+35°	$Ab_{30}An_{70}$	+33°	Labrador-Bitownit		
	−16° (2. Z.)	$Ab_{50}An_{50}$	—	—	—	—		
	−34° (K.)	$An_{10}An_{90}$	—	—	—	—		

Auslöschungsschiefen und Zusammensetzung der Plagioklaseinsprenglinge in den Andesiten.

Fortsetzung.

Vorkommen	Schnitt ∥ M=∞P∞ (010)		Schnitt ⊥ P und M.		Schnitt ⊥ a. I. Mittellinie		Opt. Charakter	Dispersion der Achsen
	Ausl.	Zusammensetzung	Ausl.	Zusammensetzung	Ausl.	Zusammensetzung		
Berg Varzin	−25° (1. Z.)	$Ab_{35}An_{65}$	—	—	—	—		
	−23° (2. Z.)	$Ab_{40}An_{60}$	—	—	—	—		
	−16°30′ (3. Z.)	$Ab_{50}An_{50}$	—	—	—	—		
Vulkan Mutter	−27°	$Ab_{30}An_{70}$	+29°30′ (K.)	$Ab_{45}An_{55}$	—	—		
	−33°15′ (K.)	$Ab_{10}An_{90}$	+21° (Z.)	$Ab_{60}An_{40}$	—	—		
	−26° (Z.)	$Ab_{35}An_{65}$	+31° (K.)	$Ab_{45}An_{55}$	—	—		
	−35°10′ (K.)	$Ab_{5}An_{95}$	—	—	—	—		
	−20° (Z.)	$Ab_{45}An_{55}$	—	—	—	—		
Vulkan Nordtochter	—	—	—	—	+20°	Labrador		
Vulkan Ghaie	−17°50′ (K.)	$Ab_{45}An_{55}$	+29°	$Ab_{45}An_{55}$	—	—	+	$\rho > \upsilon$
	−14° (1. Z.)	$Ab_{55}An_{45}$	—	—	—	—		
	−5° (2. Z.)	$Ab_{65}An_{35}$	—	—	—	—		
	−25° (K.)	$Ab_{35}An_{65}$	—	—	—	—		
	−7° (Z.)	$Ab_{60}An_{40}$	—	—	—	—		
	−32° (K.)	$Ab_{15}An_{85}$	—	—	—	—		
	−17° (Z.)	$Ab_{50}An_{50}$	—	—	—	—		

Auslöschungsschiefen und Zusammensetzung der Plagioklaseinsprenglinge in den Andesiten.

Fortsetzung.

Vorkommen	Schnitt ∥ M=∞P∞ (010)		Schnitt ⊥ P und M		Schnitt ⊥ z. I. Mittellinie		Opt. Charakter	Dispersion der Achsen
	Ausl.	Zusammensetzung	Ausl.	Zusammensetzung	Ausl.	Zusammensetzung		
Insel Watom	-32^0	$Ab_{15}An_{85}$	$+35^0\,30'$	$Ab_{30}An_{70}$	$20^0\,15'$ (K.)	Labrador	+	
	-19^0	$Ab_{45}An_{55}$	$+32^0\,30'$	$Ab_{40}An_{60}$	—	—		
	-21^0	$Ab_{40}An_{60}$	—	—	—	—		
Vulkan Vater	-28^0	$Ab_{30}An_{70}$	$+22^0$	$Ab_{60}An_{40}$	—	—	+	$\rho > \upsilon$
	-33^0	$Ab_{15}An_{85}$	$+29^0$	$Ab_{45}An_{55}$	—	—	—	$\rho < \upsilon$
Hannambucht	-33^0 (K.)	$Ab_{15}An_{85}$	$+28^0$	$Ab_{50}An_{50}$	$+11^0$	Andesin	+	
	-27^0 (1. Z.)	$Ab_{30}An_{70}$	—	—	$+12^0$ (K.)	Andesin		
	-20^0 (2. Z.)	$Ab_{45}Ab_{55}$	—	—	$+15^0$	Andesin-Labrador		
	—	—	—	—	$+19^0$	Labrador		
	—	—	—	—	$+29^0$ (K.)	Labrador		
Insel Deslacs	-30^0	$Ab_{25}An_{75}$	$+40^0\,30'$	$Ab_{15}An_{85}$	$+21^0\,41'$	Labrador	—	$\rho < \upsilon$
	-32^0	$Ab_{15}An_{85}$	$+33^0\,45'$	$Ab_{35}An_{65}$	$+20^0$	Labrador	+	$\rho > \upsilon$
	$-35^0\,50'$ (K.)	$Ab_5\ An_{95}$	$+31^0\,30'$	$Ab_{40}An_{60}$	$+9^0$	Andesin		
	$-27^0\,35'$ (Z.)	$Ab_{30}An_{70}$	$+20^0$	$Ab_{60}An_{40}$	—	—		

Auslöschungsschiefen und Zusammensetzung der Plagioklaseinsprenglinge in den Andesiten.

Schluß.

Vorkommen	Schnitt ‖ M=∞P∞ (010)		Schnitt ⊥ P und M		Schnitt ⊥ a. I. Mittellinie		Opt. Charakter	Dispersion der Achsen
	Ausl.	Zusammensetzung	Ausl.	Zusammensetzung	Ausl.	Zusammensetzung		
Insel Deslacs	−35°	$Ab_5\ An_{95}$	—	—	—	—		
	−21° 30′	$Ab_{40}An_{60}$	—	—	—	—		
	−19°	$Ab_{45}An_{55}$	—	—	—	—		
	−11°	$Ab_{55}An_{45}$	—	—	—	—		
Insel Mérite	−31° 15′ (K.)	$Ab_{20}An_{80}$	+34°	$Ab_{35}An_{65}$	—	—	+	$\rho > \upsilon$
	−27° 10′ (1. Z.)	$Ab_{30}An_{70}$	+29°	$Ab_{45}An_{55}$	—	—		
	−5° 45′ (2. Z.)	$Ab_{60}An_{40}$	—	—	—	—		
Nordinsel	−25° 17′ (K.)	$Ab_{35}An_{65}$	+31° 30′	$Ab_{40}An_{60}$	+36° (K.)	Labrador-Bytownit	+	$\rho > \upsilon$
	−17° (Z.)	$Ab_{50}An_{50}$	+36° 30′	$Ab_{30}An_{70}$	+42° (K.)	Bytownit		
	−31° (K.)	$Ab_{30}An_{80}$	—	—	—	—		
	−20° (Z.)	$Ab_{45}An_{55}$	—	—	—	—		
	−32° 30′	$Ab_{15}An_{85}$	—	—	—	—		
	−34° 40′ (K.)	$Ab_5\ An_{95}$	—	—	—	—		
	−19° 15′ (Z.)	$Ab_{45}An_{55}$	—	—	—	—		

Schnitt	Ausl.	Zusammensetzung
$\perp a$	$+27^0\ 25'$	Andesin-Labrador $Ab_{50}An_{50}$
z. Sp. d. Albitlamellen		
Max. d. sym. Zone	$+35^0\ 30'$	Labrador $Ab_{40}An_{60}$

Gestein von der Insel Watom.

Schnitt	Ausl.	Zusammensetzung
$\parallel M$	-19^0	Labrador $Ab_{45}An_{55}$
$\parallel M$	-21^0	Labrador $Ab_{42}An_{58}$
$\parallel M$	-32^0	Bytownit $Ab_{15}An_{85}$
$\perp P$ u. M	$+22^0$ (K.)	Andesin $Ab_{60}An_{40}$
—	$+3^0$ (Z.)	Oligoklas $Ab_{77}An_{23}$
Max. d. sym. Zone	$+34^0$	Labrador $Ab_{40}An_{60}$

Gestein vom Vulkan Vater.

Schnitt	Ausl.	Zusammensetzung
$\perp P$ u. M	$+30^0$	Labrador $Ab_{45}An_{55}$
Max. d. sym. Zone	$+35^0$	Labrador $Ab_{35}An_{65}$

Gestein von der Insel Mérite.

Schnitt	Ausl.	Zusammensetzung
$\parallel M$	-11^0	Andesin-Labrador $Ab_{55}An_{45}$
$\parallel M$	$-11^0\ 30'$	Andesin-Labrador $Ab_{55}An_{45}$
$\perp a$	$+32^0$	Labrador $Ab_{40}An_{60}$
Max. d. sym. Zone	$+34^0$	Labrador $Ab_{40}An_{60}$

Hieraus geht hervor, daß die Mischungsverhältnisse der Grundmassefeldspate nicht verschieden sind von denen der Einsprenglingsfeldspate. Ferner erkennt man daraus, daß die Bestimmung kleiner Einsprenglinge oder von Grundmassefeldspaten lediglich nach der maximalen Auslöschungsschiefe in einer Reihe von Schnitten aus der symmetrischen Zone kein vollständiges Bild von deren Zusammensetzung gibt, sobald verschiedene Glieder der Mischungsreihe gleichzeitig in einem Gestein auftreten. Da nämlich die Auslöschungsschiefe in der symmetrischen Zone mit dem An-Gehalt zunimmt, so

führt diese Bestimmung stets zu dem An-reichsten Plagioklas, die Gegenwart Ab-reicherer Mischungen dagegen läßt sich mit Sicherheit nicht feststellen. Indessen fiel mir bei Benutzung der Methode auf, daß beim Vergleich einer möglichst großen Anzahl symmetrischer Schnitte in einem Schliff zuweilen mehrere Maximalwerte zu erkennen sind. So wurden in einem Gestein vom Vulkan Vater folgende Schiefen gemessen:

9°; 10°; 12°; 13°; 13° 30′; 15°; 15°; 16°; 17° 30′; 22°; 22° 30′; 25° 30′; 28° 30′.

In dieser Reihe treten zwei Maximalwerte hervor: 17° 30′ und 28° 30′, denen ein Andesin, bzw. ein Labrador entspricht.

Überaus verbreitet ist bei den Einsprenglingsfeldspaten eine weitgehende Zonarstruktur, und zwar begegnet man hierbei sowohl einer Zunahme an Ab-Substanz, je weiter nach außen die Zonen liegen (vgl. Tabelle I, pag. 209 u. 210), als auch einem regelmäßigen Wechsel zwischen An-reicheren und ärmeren Zonen. In jedem Falle ist der Kern relativ groß im Vergleich zu den Zonen. Seine Umgrenzung ist in den meisten Fällen scharf, während die der äußersten Zone häufig zackig erscheint. Gelegentlich ist seine Form unregelmäßig oder er besteht aus einer Anzahl von Flecken, die gleiche, von der umgebenden, deutlicher begrenzten Feldspatsubstanz verschiedene Zusammensetzung besitzen. Der Zonarstruktur und besonders der Erklärung der regelmäßig wechselnden Zonenfolge ist im dritten Teil der Arbeit eine besondere Betrachtung gewidmet. Die diesbezüglichen Beobachtungen sind auf pag. 240 u. 241 in Tabelle II zusammengestellt.

Oft finden sich die Feldspate lokal angehäuft: mehr oder weniger zahlreiche Krystalle durchkreuzen einander, oder unregelmäßige Körner liegen dicht aneinander gedrängt in der Grundmasse.

Zonare Grundmasseneinschlüsse sind verbreitet, sie liegen bald zentral, bald peripherisch. An weiteren Einschlüssen beobachtet man Magnetit, Augit und Apatit.

Der Augit erscheint teils in idiomorphen Krystallen, teils in unregelmäßigen Körnern mit deutlicher prismatischer Spaltbarkeit sowie mehr oder weniger stark hervortretender Absonderung nach $\infty P\infty$ (100). Einfache Zwillingsbildung nach dem vorderen Pinakoid ist verbreitet, desgleichen wiederholte Zwillingsbildung in Form von Lamellen. Er ist mit grünlichen und olivengrünen Tönen durchsichtig.

Gelegentlich wurde ein schwacher Pleochroismus beobachtet. Diese Eigenschaften und die Auslöschungsschiefe von 41° bis 43° auf $\infty P\breve{\infty}$ (010) sprechen für einen diopsidischen Augit.[1]) Ebenso wie der Feldspat tritt auch der Augit zu körnigen Aggregaten zusammen. Als Einschlüsse finden sich Magnetit und gelegentlich Feldspat.

Der Hypersthen bildet meist kleinere Einsprenglinge mit scharfer Begrenzung und deutlichem Pleochroismus, und zwar erscheint er für Licht

$\parallel b$	c pol.	$\parallel a$	schwing. gelblich mit Stich ins Rötliche
$\parallel a$	c „	$\parallel b$	„ grünlich
$\parallel a$	b „	$\parallel c$	„ gelblichgrün.

Er ist optisch negativ und besitzt in Schnitten senkrecht zu einer optischen Achse schwache Achsendispersion $\rho > \upsilon$. Ungemein häufig sind die Individuen von einem Mantel monoklinen Augites umgeben, der für gewöhnlich schmal, in zahlreichen Fällen aber von beträchtlicher Breite ist. Die Grenzen des Hypersthens gegen den Augit sind scharf, folgen aber nicht immer den äußeren Umrissen des letzteren, sondern sind oft ganz unregelmäßig. Die optische Orientierung ist für Kern und Rand die gleiche. Durch Eisenhydroxyd erhält der Hypersthen gelegentlich eine braune Farbe.

Olivin tritt in den basaltähnlichen Typen auf und ist oft schon makroskopisch erkennbar. U. d. M. bildet er unregelmäßige Körner oder deutlich begrenzte Individuen verschiedener Größe. Die Spaltbarkeit nach $\infty P\breve{\infty}$ (010) ist deutlich, desgleichen eine solche nach oP (001). Durch Ausscheidung von Eisenhydroxyd an den Rändern und in den Spaltrissen entsteht die bekannte rotbraune Färbung. Gelegentlich erscheint er in schönen Skelettformen, die Wachstumsrichtung der Skeletteilchen ist die krystallographische c-Achse. Nicht selten umgibt ein Kranz von Augitkörnern die Olivinkrystalle.

Magnetit erscheint in der Grundmasse in kleinen, runden Körnchen. Als Einsprengling bildet er gleichfalls rundliche Körner, ferner gelappte und skelettartige Formen. Er ist tiefschwarz, erhält aber durch einen Titaneisengehalt oft einen Stich ins Braune.

---

[1]) Vgl. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd. I, zweite Hälfte, pag. 201 u. 202. 4. Aufl. 1905.

Tridymit hat sich in Hohlräumen ausgeschieden. Die farblosen Schüppchen, die wenig auf das polarisierte Licht einwirken, treten zu dachziegelartigen Aggregaten zusammen. In einem Falle zeigt ein solches deutlich sechsseitige Umgrenzung.

Apatit erscheint vorwiegend in Nadeln und Säulchen mit mehr oder weniger deutlicher Quergliederung. Meist bildet er Einschlüsse im Feldspat. Gelegentlich wurde ein schwacher Pleochroismus zwischen dunkelbraun und gelblichbraun wahrgenommen.

Beschreibung der verschiedenen Andesitvorkommen.

1. Vulkangruppe Mutter.

Die Gesteine sind meist von grauer Farbe, teils dicht, teils porös oder schlackig. Charakteristisch ist eine rotbraune Verwitterungskruste mit glatter glänzender Oberfläche. Makroskopisch lassen sich im Handstück weiße, glänzende Feldspatkrystalle erkennen von durchschnittlich 2 bis 3 *mm*, selten 5 *mm* Größe. In den Gesteinen vom Vulkan Mutter fallen bereits makroskopisch spärliche Olivinkrystalle, die ausnahmsweise bis zu 5 *mm* groß werden, ins Auge. Vom Vulkan Ghaie liegen Proben von schwarzem Glase mit Plagioklaseinsprenglingen vor.

U. d. M. erweisen sich die Gesteine vom Vulkan Mutter als basaltähnliche Andesite. Sie tun ihre Basaltnatur einmal dadurch dar, daß das Glas in der Grundmasse mehr zurücktritt und einer feinkörnigen Ausbildung Platz macht, sodann auch durch ihre Olivinführung. Die Bestandteile sind demnach Plagioklas, Augit, Olivin und Magnetit. Hypersthen fehlt oft unter den Einsprenglingen. Diese sind verhältnismäßig zahlreich. Farblose und dunkle Bestandteile kommen in einzelnen Proben einander an Menge annähernd gleich, in anderen überwiegt der Plagioklas. Die Zonarstruktur dieses ist in diesem Gestein weniger schön ausgebildet als in dem von Nordtochter bzw. Ghaie, das einen typischen Pyroxenhypersthenandesit mit hyalopilitischer Struktur darstellt. Das Glas der Grundmasse ist braun, graubraun oder grau und tritt stark in den Hintergrund. Unter den Einsprenglingen überwiegt überall der Plagioklas, Olivin wurde in spärlichen Körnern nur in einem Gestein vom Westfuß des Ghaie wahrgenommen.

2. Hinterland von Herbertshöhe.

Das Gestein aus einer Schlucht bei Wairiki ist dicht und von dunkelgrauer Farbe. Die Plagioklaseinsprenglinge sind 1 bis 2 *mm*, selten 5 *mm* groß, auch Augit in kleinen Säulchen ist makroskopisch erkennbar.

U. d. M. besteht das Gestein aus einer an idiomorphen Feldspatleistchen und runden Magnetitkörnchen reichen, an Augitkörnchen armen, glasigen Grundmasse und wenig zahlreichen Einsprenglingen von Plagioklas, Hypersthen und monoklinem Augit. Ersterer herrscht vor und bildet große, zum Teil scharf begrenzte Krystalle. Unter den dunklen Gemengteilen überwiegt der Hypersthen und man könnte das Gestein als Hypersthenandesit bezeichnen.

Oft erscheint der Feldspat mit eigener krystallographischer Begrenzung gegen Augit und Magnetit, oder die Mineralien greifen zapfenförmig ineinander (vgl. Tafel I, Fig. 4). Stellenweise treten die Gemengteile zu krystallinisch-körnigen Aggregaten zusammen, auf deren Bedeutung im dritten Teile der Arbeit eingegangen ist.

Das Gestein von Simpsonhafen (Nordwestecke) besteht aus einem schwarzen Glase mit Feldspatkrystallen.

U. d. M. beobachtet man in braunem, fluidalem Glase wenig Einsprenglinge von Plagioklas, Hypersthen, Augit und Magnetit sowie trübe Mikrofelsitsphärolithe. Bezüglich der Mengenverhältnisse der Einsprenglinge und des Auftretens körniger Strukturformen gilt dasselbe wie bei dem Gestein von Wairiki, es kann wie jenes als Hypersthenandesit aufgefaßt werden. Fig. 3 auf der beigefügten Tafel I zeigt eine körnige Partie aus diesem Gestein, das für die Ausführungen im dritten Teil der Arbeit von besonderer Wichtigkeit sein wird.

Im äußeren Habitus und mineralogischen Bestand stimmen mit den beiden zuletzt beschriebenen Gesteinen die Proben von der Insel Matupi und von der Vulkaninsel bei Matupi überein.

Das in einer Schlucht auf der Plantage der Neu-Guinea-Kompagnie durch das Wasser eines Baches entblößte Gestein ist als ein andesitischer Tuff anzusprechen, ohne daß eine Schichtung im Handstück deutlich zu erkennen wäre. Es ist von tief dunkelbrauner Farbe und beherbergt Bruchstücke und vollständige Krystalle von Plagioklas, Augit und Magnetit. Der Feldspat ist bereits makroskopisch sichtbar.

Das Gestein aus der Schlucht bei Matanatar stimmt mit dem zuletzt beschriebenen vollkommen überein.

3. Berg Varzin.

Das Gestein vom Berg Varzin ist teils dicht, teils fein porös, von grauer Farbe, mit makroskopisch deutlichen Plagioklaskrystallen von 1 bis 2 *mm* Größe und gelegentlich Spuren vom Olivin. U. d. M ist eine gewisse Übereinstimmung mit den Gesteinen vom Vulkan Mutter festzustellen. An Menge überwiegt der Plagioklas unter den Bestandteilen. Unter den größeren farbigen Einsprenglingen herrscht der Olivin gegenüber dem Augit vor, unter den kleineren tritt das umgekehrte Verhältnis ein.

4. Insel Watom.

Das Gestein vom Südstrand der Insel ist dicht, von dunkelgrauer Farbe. Es führt zahlreiche bis zu 5 *mm* große Plagioklaseinsprenglinge und spärlich solche von Augit. Der Plagioklas zeigt bereits im Handstück zonaren Bau: ein graugrünlicher Kern ist umgeben von einer rötlichen Schale.

Von diesem Vorkommen unterscheidet sich das am Abhange des Kraters anstehende Gestein durch schwärzlichgraue Farbe und kleinere, bis zu 2 *mm* große Plagioklaseinsprenglinge.

Auch u. d. M. macht sich ein Unterschied zwischen beiden Gesteinen geltend. Die Strandlava besitzt als Grundmasse ein hellbraunes Glas mit größtenteils parallel angeordneten, mikroskopischen Feldspatleistchen und zahlreichen Magnetitkörnchen. Nur ganz vereinzelt beobachtet man ein Körnchen oder Säulchen von Augit.

In der Grundmasse der Kraterlava tritt ein dunkelbraunes Glas in den Vordergrund mit unregelmäßigen Körnern von Plagioklas, Augit und Magnetit in etwa gleichen Mengen.

Die Einsprenglinge bestehen in beiden Gesteinen aus vorherrschendem Plagioklas, Augit, Hypersthen und Magnetit. Die größeren Einsprenglinge tragen deutliche Spuren mechanischer Störungen. Die Zonarstruktur der Plagioklase ist eine hochentwickelte. Einschlüsse von Augit und Magnetit im Plagioklas sind verbreitet. Es wurden aber auch Feldspat und Augit im Magnetit beobachtet. Körnige Partien in schöner Ausbildung sind nicht selten (vgl. Tafel I, Fig. 1).

5. Vulkangebiet Vater.

Aus einem Fluß in einer Niederung im Nordosten des Vulkans Vater stammen rotbraune und graue, poröse sowie grauviolette, dichte Proben.

U. d. M. bestehen erstere aus rotbraunem bzw. graubraunem Glase mit spärlichen kleinen Plagioklaskrystallen sowie vereinzelten Körnchen von Augit und Hypersthen.

Die dichte Varietät neigt zum Basalt hin. Die Grundmasse ist zusammengesetzt aus teils scharf, teils unregelmäßig begrenzten Plagioklasindividuen, Augit- und Magnetitkörnern und einem stark zurücktretenden, schmutzigbraunen Glaskitt. Der Feldspat überwiegt quantitativ gegenüber dem Augit, der meist lokale, unregelmäßig begrenzte, körnige Aggregate bildet.

6. Hannambucht.

Das poröse, graue Gestein bildet das Ende eines Lavastroms auf der Südseite der Hanambucht und ist ein typischer Hypersthenpyroxenandesit mit hyalopilitischer Struktur. Die Grundmasse besteht aus braunem, von Plagioklas- und Augitmikrolithen sowie Magnetitkörnchen erfülltem Glase. Unter den Einsprenglingen überwiegt der Feldspat. Hypersthen und Augit sind annähernd gleich stark vertreten. Olivin tritt ganz vereinzelt auf.

7. Insel Deslacs.

Die zahlreichen Proben von der Nord- und Nordostseite der Insel sind dunkelgraue, dichte, feinporöse und schlackige Gesteine, die makroskopisch teils frei von Einsprenglingen erscheinen, teils kleine Feldspatkrystalle erkennen lassen.

U. d. M. sind sie charakterisiert durch die Armut an größeren Einsprenglingen, die fast ausschließlich dem Plagioklas angehören, nur ganz vereinzelt treten rhombischer und monokliner Augit als solche auf. Die Grundmasse besteht meist aus braunem Glas, in dem überwiegend Plagioklasleistchen in fluidaler Anordnung, verhältnismäßig selten Augitsäulchen und Magnetitkörnchen eingebettet liegen. In einzelnen Varietäten bilden diese Mineralien auch ein feinkörniges Gemenge. In einem Falle wurde unter den Einsprenglingen Olivin beobachtet.

Von dem beschriebenen Typus ist das Gestein des alten Kraters Peterhafen wesentlich verschieden. Dieses steht dem Basalt nahe. Sein Gefüge ist dicht, beziehungsweise porös, seine Farbe hellgrau, grau und rotbraun. Bereits makroskopisch sind außer Plagioklaskrystallen, die bis zu 5 *mm* groß werden, Olivine und dunkelgrüne Augite, beide gelegentlich bis zu 5 *mm* groß, zu erkennen. Olivin und Augit zeigen starke Umwandlung in Eisenhydroxyd.

8. Insel Mérite.

Die Gesteine, die von einem Vulkan auf der Insel stammen, sind dicht, von grauer Farbe und führen, makroskopisch wahrnehmbar, Einsprenglinge von Plagioklas.

U. d. M. beobachtete man in grüner oder brauner, mit Plagioklasleistchen, Augit- und Magnetitkörnern erfüllter Glasbasis Einsprenglinge von Plagioklas, Augit, Hypersthen und Magnetit. In einzelnen Proben erscheint Olivin in Form unregelmäßiger Körner. Plagioklas, Augit, Hypersthen und Magnetit bilden oft krystallinischkörnige Aggregate (vgl. Tafel I, Fig. 5 und 6).

9. Nordinsel.

Vom Nordstrand dieser Insel liegen dunkelgraue Gesteine vor, die in ihrem Habitus denen von Peterhafen entsprechen.

Außer den in der Tabelle I (pag. 212) aufgeführten Feldspatbestimmungen sei hier noch die Beobachtung erwähnt, daß in einem Schnitte nach $M = \infty P\breve{\infty}$ (010) der Winkel, den die Spaltrisse nach $P = oP$ (001) mit den Periklinlamellen bilden, zu -1° bestimmt wurde, welcher Wert ungefähr einen Andesinlabrador vom Mischungsverhältnis Ab_1An_1 entspricht. Der Augit zeigt gelegentlich schwachen Pleochroismus. Der Olivin bildet meist deutlich begrenzte Krystalle, seine Zersetzung zu Eisenhydroxyd ist mehr oder weniger weit vorgeschritten.

III. Theoretischer Teil.

Bei Feststellung der Ausscheidungsfolge der Bestandteile in Andesiten von Simpsonhafen und Wairiki (Hinterland von Herbertshöhe) sowie von den Inseln Watom und Mérite stellte sich das unerwartete Resultat heraus, daß die Ausscheidung der Einsprenglinge zum großen Teil gleichzeitig vor sich gegangen war, und es führte

diese Beobachtung zu dem Gedanken, daß diese Laven möglicherweise eutektischen Gemischen andesitischer Magmen naheständen.

Man beobachtet in diesen Gesteinen in einer vollkommen glasigen (Simpsonhafen) oder doch glasreichen (Wairiki, Watom, Mérite) Grundmasse neben mehr oder weniger zahlreichen, isolierten Einsprenglingen von Plagioklas, Hypersthen, Augit und Magnetit einzelne Partien von unregelmäßiger Form, die aus den gleichen Mineralien bestehen, aber eine krystallinisch-körnige Struktur aufweisen (vgl. Tafel I, Fig. 1). In diesen Aggregaten stoßen einerseits Augit und Magnetit mit eigener krystallographischer Begrenzung an Plagioklas, andererseits ist aber auch der Plagioklas idiomorph gegenüber den dunkeln Bestandteilen oder wird gelegentlich sogar von diesen umschlossen.

Diese Beobachtung läßt darauf schließen, daß die Krystallisation der Mineralien in den körnigen Partien gleichzeitig erfolgte. Die gleichzeitige Krystallisation der Komponenten beim Erstarren ist aber ein charakteristisches Merkmal eutektischer Mischungen.

Erfolgt nun die Erstarrung derartiger Mischungen unter besonders günstigen Bedingungen, so ist das Erstarrungsprodukt durch eine eigenartige Struktur ausgezeichnet. Charakteristisch für diese ist, worauf namentlich Teall[1]) hinwies, jene Strukturform, die in den Grundmassen eutektischer Legierungen auftritt, und die in einer innigen Verwachsung der Bestandteile besteht. Am meisten entspricht ihr in den natürlichen Gesteinen die mikropegmatitische oder granophyrische Struktur, die daher von J. H. L. Vogt[2]) als „typische Eutektstruktur" bezeichnet wird. Sie ist in den Schriftgraniten vorzüglich entwickelt. Außer dieser begreift Vogt ganz allgemein unter dem Namen „Eutektstruktur" mikroaplitische, mikrofelsitische und mikrosphärolithische Strukturformen.

In den vorliegenden Gesteinen beobachtet man neben der erwähnten panidiomorph-körnigen Struktur noch folgende strukturellen Erscheinungen als Zeichen inniger Verwachsung: die Mineralien greifen oft zapfenartig ineinander (Tafel I, Fig. 4), oder sie

[1]) J. J. H. Teall, On the Evolution of Petrological Ideas. Quart. Journ. of Geol. 1901, vol. 57, pag. XXV.

[2]) J. H. L. Vogt, Die Silikatschmelzlösungen mit besonderer Rücksicht auf die Mineralbildung und die Schmelzpunkterniedrigung. Bd. I. Christiania 1903, pag. 137.

besitzen eine gewisse Ähnlichkeit mit schriftgranitischen Verwachsungen (Tafel I, Fig. 5 u. 6), oder sie durchdringen einander wirrstrahlig nach Art der diabasisch-körnigen Struktur (Tafel I, Fig. 2).

Diese Strukturformen zeigen also eine gewisse Übereinstimmung mit denen eutektischer Legierungen, sie können als „Eutektstruktur" im Sinne Vogts bezeichnet werden und sprechen somit für die Auffassung der vorliegenden Gesteine als eutektische Gemische.

Handelt es sich aber hier um solche, so muß dies durch chemische Untersuchung nachweisbar sein, d. h. es muß die Zusammensetzung des Gesamtgesteins mit der der Grundmasse, bzw. Glasbasis und somit auch mit der der Ausscheidungen identisch sein.

Bei dem Gestein von Simpsonhafen lagen nun die Verhältnisse insofern besonders günstig, als die verhältnismäßig spärlichen Einsprenglinge sich leicht auf mechanischem Wege von der Glasbasis trennen ließen. Das Gestein wurde zu feinen Körnchen zerstoßen und aus diesen wurden unter dem Mikroskope reine schwarze Glaspartikelchen zur Partialanalyse sorgfältig ausgelesen. Die beiden Analysen, die in freundlicher Weise von Herrn Dr. A. Lindner in Breslau ausgeführt wurden, bestätigen das bereits auf Grund der Ausscheidungsfolge der Mineralien und der Struktur gewonnene Resultat, daß es sich in dem Gestein um ein Eutektikum handle. Sie ergaben nachstehende Zusammensetzung:

	a) Gesamtgestein	*b)* Glasbasis
SiO_2	62·44	65·77
TiO_2	0·28	0·11
Al_2O_3	15·84	16·43
Fe_2O_3	3·54	2·73
FeO	4·82	2·55
MnO	Spur	0·31
MgO	1·39	1·46
CaO	4·06	3·20
Na_2O	4·78	3·43
K_2O	2·37	3·35
P_2O_5	0·33	0·23
H_2O	0·74	0·76
	100·59	100·33

Auf Molekularprozent umgerechnet:

	a) Gesamtgestein	*b)* Glasbasis	Differenz
SiO_2 . .	69·63	73·05	+ 3·42
Al_2O_3 .	10·34	10·72	+ 0·38
Fe_2O_3 .	1·47	1·14	— 0·33
FeO . .	4·76	2·36	— 2·10
MgO . .	2·31	2·42	— 0·65
CaO . .	4·82	4·17	+ 0·11
Na_2O .	5·14	3·68	— 1·46
K_2O . .	1·68	2·36	+ 0·68
P_2O_5 . .	0·15	0·10	— 0·05
	100·00	100·00	

\+ bedeutet Zunahme, — Abnahme in der Glasbasis.

Das spezifische Gewicht des Gesamtgesteins beträgt 2·5105.

Die Analysen stimmen demnach nahezu überein. Die Unterschiede, soweit sie die Fehlergrenze überschreiten, lassen erkennen, daß die ursprüngliche Zusammensetzung des Magmas zwar nicht absolut dem Eutektikum entsprach, ihr aber sehr nahe stand. Dies beweisen auch die wenig zahlreichen isolierten Ausscheidlinge von Plagioklas, Hypersthen, Augit und Magnetit im Gestein. Betreffs der Differenz von 3·42% im Kieselsäuregehalt sei auf eine Bemerkung J. H. L. Vogts[1]) hingewiesen: „In quarzhaltigen Gesteinen mit weniger als etwa 72% SiO_2 (oder bei An-reichen Gesteinen mit noch etwas weniger SiO_2) wird das Erstarrungsschluß- oder Spätprodukt wegen relativ frühzeitiger Krystallisation namentlich von Eisenerz, Mg, Fe- oder Mg, Fe-Ca-Silikat und Feldspat bekanntlich immer SiO_2-reicher als das ganze Gestein." Die vorstehenden Analysen bestätigen die Gültigkeit dieses Satzes auch für Pyroxenandesite, d. h. für quarzfreie Gesteine, und eine solche Erweiterung ist um so berechtigter, als Vogt selbst die Beispiele für die Richtigkeit des Satzes vornehmlich Andesiten entnimmt, in denen Quarz entweder ganz fehlt oder nur akzessorisch vorkommt. Der Überschuß an FeO in der Analyse des Gesamtgesteins gibt sich durch die Ausscheidung von Magnetit und Hypersthen in diesem zu erkennen. Der Unterschied im K_2O- bzw. Na_2O-Gehalt zwischen den beiden Analysen

[1]) J. H. L. Vogt, Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen. Tscherm. Mineral. u. petrogr. Mitt., N. F. 1906, Bd. 25, pag. 371.

ist gering, fällt aber so gut wie vollständig weg, wenn man die beiden Bestandteile nicht einzeln, sondern deren Summen miteinander vergleicht.

Eine analoge Übereinstimmung von Gesamtgestein und Grundmasse fiel bereits Zirkel[1]) an Quarzporphyren auf, die in neuerer Zeit von J. H. L. Vogt[2]) als „anchi-eutektische" (d. h. nahezu eutektische) Gesteine erkannt und bezeichnet wurden, da sie sich ebenso wie die übrigen „granitischen" Eruptivgesteine dem Eutektikum Quarz : Feldspat mehr oder minder nähern. Bezüglich des Schriftgranits hat Vogt[3]) dies bereits nachgewiesen.

Daß der vorliegende Andesit nicht in seiner gesamten Ausdehnung Eutektstruktur aufweist, sondern zum großen Teil als Glas erstarrt ist, ist eine Folge rascher Abkühlung des Magmas.

Auf eine Berechnung des Mineralbestandes aus der chemischen Zusammensetzung wurde aus folgenden Gründen verzichtet:

Einmal ist eine solche, da die chemische Zusammensetzung des beteiligten Augits sowie der quantitative Gehalt an Magneteisen unbekannt ist, ohne willkürliche Annahmen unmöglich.

Sodann aber führt eine bestimmte chemische Zusammensetzung des Magmas nicht notwendigerweise auch zu einer bestimmten mineralischen Zusammensetzung, wie die zahlreichen Umschmelzversuche beweisen, die sowohl an einzelnen Mineralien als auch an ganzen Gesteinen ausgeführt worden sind.[4])

Das Gestein von der Insel Watom weist neben den erwähnten krystallinisch-körnigen Partien eine erhebliche Menge isolierter Einsprenglinge auf, die sowohl früheren als auch späteren Bildungsperioden angehören. Die Trennung von Einsprenglingen und Grundmasse läßt sich daher nicht streng durchführen und das Gestein ist aus diesem Grunde zum Nachweis des Eutektikums auf chemischem Wege weniger geeignet als das von Simpsonbafen. Die chemische

---

[1]) G. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl., 1894, Bd. II, pag. 177.

[2]) J. H. L. Vogt, Über anchi-eutektische und anchi-monomineralischen Eruptivgesteine. Norsk Geol. Tidsskrift 1, Nr. 2, Kristiania 1905.

[3]) J. H. L. Vogt, Die Silikatschmelzlösungen II, 1904, pag. 169 ff.

[4]) Vgl. hierüber: F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, 2. Aufl., 1893, Bd. I, pag. 823 ff. — R. Brauns, Chemische Mineralogie, 1896, pag. 71 ff. — C. Doelter. Physikalisch-chemische Mineralogie, 1905, pag. 121. — C. Doelter, Petrogenesis, 1906, pag. 87 ff.

Untersuchung, die Herr Dr. A. Lindner in Breslau freundlichst ausführte, ergab folgende Zusammensetzung:

	Gewichtsprozent		Molekularprozent	
SiO_2	58·77	SiO_2	66·25
TiO_2	0·05	—	—
Al_2O_3	14·62	Al_2O_3	9·68
Fe_2O_3	5·61	Fe_2O_3	2·37
FeO	3·16	FeO	2·97
MnO	0·11	—	—
MgO	2·66	MgO	4·49
CaO	6·25	CaO	7·68
Na_2O	3·82	Na_2O	4·17
K_2O	3·11	K_2O	2·24
P_2O_5	0·32	P_2O_5	0·15
H_2O	1·38		100·00
CO_2	0·11		
	99·97		

Spez. Gew. . . . . 2·5969

Die Analyse zeigt an mehreren Stellen Abweichungen von der des Gesteins von Simpsonhafen, d. h. das ursprüngliche Magma entspricht somit nicht der eutektischen Zusammensetzung, dagegen wird eine genauere Prüfung zu dem Resultat führen, daß auf einer relativ späten Krystallisationsstufe eine solche erreicht wurde.

Die Untersuchung des Feldspates in den körnigen Ausscheidungen ergab folgende Auslöschungsschiefen:

Schnitt	$\parallel M$	— 12° entsprechend	$Ab_{55}An_{45}$
„	$\parallel M$	— 12° 30′ „	$Ab_{55}An_{45}$
„	$\perp c$	+ 10° 30′ „	ca. $Ab_{50}An_{50}$

Die Einsprenglingsfeldspate der frühesten Krystallisationsperiode (sog. „erster Plagioklas“) bilden einem Labrador-Bytownit bis Bytownit entsprechende Mischungsglieder (vgl. Tabelle I, pag. 211, und Tabelle II, pag. 240), während unter den Einsprenglingen späterer Generation sowie in den Zonen neben An-reichen Gliedern auch Andesin, ja selbst Oligoklas beobachtet wurden (vgl. pag. 213).

Aus diesen Wahrnehmungen geht hervor, daß die körnigen Ausscheidungen Bildungen einer relativ späten Krystallisationsstufe darstellen. Da diese aber die äußeren

Kennzeichen für die eutektische Zusammensetzung des Magmas auf dieser Stufe bilden, so folgt hieraus weiter, daß das Magma in seiner ursprünglichen Zusammensetzung kein eutektisches Gemisch war, vielmehr erst nach Ausscheidung gewisser Bestandteile ein solches wurde. Diese Bestandteile treten aber im Gestein als isolierte Einsprenglinge in Erscheinung. Andererseits müssen sie auch in der chemischen Analyse des Gesamtgesteins dadurch zum Ausdruck gelangen, daß sie quantitativ überwiegen im Vergleich zu den entsprechenden Werten im eutektischen Gestein von Simpsonhafen. Die mineralogische Natur der Einsprenglinge muß sich also decken mit der Natur der in der Analyse überwiegenden Bestandteile. Und zwar gilt dieses Verhältnis qualitativ sowohl als quantitativ.

Die Prüfung der Einsprenglinge und der Vergleich mit der chemischen Analyse rechtfertigt obige Schlußfolgerung. Unter den Einsprenglingen herrscht ein An-reicher Plagioklas stark vor, in der Analyse gibt sich dies in dem Mehrbetrag von zirka 3% im CaO-Gehalt gegenüber dem des Eutektikums zu erkennen. Verhältnismäßig verbreitet ist unter den Einsprenglingen Hypersthen und Magnetit, in den Analysenwerten begegnet man dementsprechend einer gewissen Zunahme des Gehaltes an MgO, FeO und Fe_2O_3 im Vergleich zu dem des Eutektikums.

Auf Grund dieser Beobachtungen läßt sich nunmehr der Satz aussprechen: Das quantitative Verhältnis der einzelnen chemischen Bestandteile eines Magmas zu den entsprechenden des eutektischen Gemisches ist maßgebend für die Natur und das Mengenverhältnis der in dem Gestein auftretenden Mineralien. Natürlich bildet dieses nur einen der zahlreichen bei der Verfestigung des Magmas wirksamen Faktoren: Übersättigung, Krystallisationsvermögen, Dissoziation, Krystallisationsgeschwindigkeit, Unterkühlung, äußere Verhältnisse bei der Abkühlung und Stabilität der Mineralien. Die Vermutung liegt nahe, daß der Grad des Einflusses dieses Faktors ein wechselnder ist je nach der Entfernung des ursprünglichen Magmas vom eutektischen Gemisch.

J. H. L. Vogt[1]) ist der Ansicht, daß dasjenige Mineral, das im Überschuß im Verhältnis zu der eutektischen Mischung vorhanden

[1]) J. H. L. Vogt, Om silikatsmeltelösninger og deres smeltepunktsnedsaettelse. Geol. Fören. Förhandl. XXIV, 1902, pag. 159.

ist, zuerst auskrystallisiert. Meyerhoffer[1]) äußert sich in gleichem Sinne mit den Worten: „Maßgebend für die Reihenfolge der Ausscheidung sind nicht die Schmelztemperaturen, sondern die Zusammensetzung der Schmelze, verglichen mit der des eutektischen Gemisches." Ein derartiger Einfluß der eutektischen Mischung auf die zeitliche Folge der Ausscheidung der Mineralien ist in dem vorliegenden Gestein nicht zu beobachten. Fast durchgehends sind Magnetit, Hypersthen, Augit idiomorph gegen den Feldspat ausgebildet, Einschlüsse der genannten Mineralien im Feldspat sind verbreitet. Die umgekehrten Verhältnisse bilden nur ganz vereinzelte Ausnahmen.

Für den SiO_2-Gehalt ist in dem Gestein von Watom in gleicher Weise wie in dem von Simpsonhafen eine Zunahme in der Grundmasse zu erwarten, wodurch auch dieser dem der eutektischen Mischung annähernd entspricht.

In den Andesiten von der Insel Mérite wiederholen sich die Verhältnisse derjenigen von der Insel Watom. Auch hier beobachtet man isolierte Einsprenglinge von herrschendem An-reichen Plagioklas, Augit, Hypersthen und Magnetit, daneben krystallinisch-körnige Aggregate. Auch hier erweist sich der Feldspat in diesen als relativ Ab-reich. Der optische Charakter desselben ist negativ, Auslöschungsschiefe und Zusammensetzung nachstehende:

Schnitt $\| M - 9^0\ 30'$ entsprechend $Ab_{57}An_{43}$,
„ $\perp c + 9^0$ „ ca. $Ab_{50}An_{50}$.

Nur selten sind in der Literatur den geschilderten analoge Erscheinungen bei Andesiten erwähnt. Leider entbehrt von diesen wenigen Beschreibungen ein Teil jeglicher Angabe über die chemische Zusammensetzung des betreffenden Gesteins. Wo aber die Analysen von Hypersthen- und Pyroxenandesiten mit der des Gesteins von Simpsonhafen annähernd übereinstimmen — und das ist nicht selten der Fall —, fehlt es meist an irgendwelchen Angaben über derartige Besonderheiten.

Im Anschluß ist in der Tabelle auf pag. 229 eine Reihe von Analysen zusammengestellt; aus diesen ist ein Durchschnittswert ermittelt, der in der letzten Spalte angegeben ist. Bestandteile, die für die vorliegenden Erwägungen weniger wichtig sind, wie TiO_2 MnO, P_2O_5 usw., sind in den Angaben fortgelassen.

[1]) Meyerhoffer, Schmelzpunkte und Ausscheidungsfolge der Mineralien. Zeitschr. f. Kryst. u. Min., XXXVI, 1902, pag. 594.

H_2O bedeutet zum Teil Glühverlust, a bedeutet Gesamtgestein, b Grundmasse bzw. Glasbasis.

Nr. 1. Andesit von Notre Dame de Guadeloupe.[1]) Als Einsprenglinge sind beobachtet Plagioklas (basischer Andesin) mit Zonarbau, Augit und Magnetit. Die Grundmasse ist ein farbloses Glas mit spärlichen Feldspatmikrolithen.

Nr. 2. Vitroandesit von Bohunitz in Ungarn.[2]) Schwarzes Glas mit spärlichen Einsprenglingen. Glasbasis bräunlich, darin „Augitmikrolithen mit anhängenden Magnetitkörnchen" und Magneteisen sowie vereinzelten Plagioklasmikrolithen. Einsprenglinge: Plagioklas (Labrador), Augit, Magnetit.

Nr. 3. Vitroandesit. Auswürfling des Merapi, Java.[3]) Die vorherrschende Glasbasis ist farblos und erfüllt mit spärlichen Augit- und Plagioklasmikrolithen. Einsprenglinge: kurz leistenförmige Krystalle von Plagioklas (Ab_3An_4), Augit, etwas Hypersthen, Magnetit.

Nr. 4. Krakatauasche vom Jahre 1883. Fuß des Perboewatan, oberste Lage.[4]) Nach der auf pag. 218 des Werkes gegebenen Schilderung handelt es sich offenbar um ähnliche wie die dieser vorliegenden Erörterung zugrunde liegenden Erscheinungen. Diese Schilderung lautet wörtlich: „Dans la masse vitreuse limpide l'attention est fortement attirée par quelques amas cristallins, composés de cristaux assez gros ($^1/_2$—1 millim.) et étroitement serrés les uns contre les autres, de feldspath, d'hypersthène, d'augite et de magnétite, le tout entouré d'un verre brun foncé à rares microlithes, qui, à peu de distance des cristaux, se fond dans le verre limpide." Der Verfasser hält diese Haufwerke für Einschlüsse von älteren Gesteinen des Vulkans.

Nr. 5. Krakatauasche vom Jahre 1838 von Buitenzorg, oberste Lage.[5])

Nr. 6. Glasige Partien eines Augit-Andesit von Eskdalemuir.[6])

---

[1]) A. Lagorio, Über die Natur der Glasbasis sowie der Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma. Tscherm. Min. u. petrogr. Mitt., N. F., VIII, 1887, pag. 458.

[2]) A. Lagorio, l. c., pag. 467.

[3]) A. Lagorio, l. c., pag. 467.

[4]) Verbeek, Krakatau. Batavia 1886, pag. 309.

[5]) Verbeek, l. c. pag. 309.

Chemische Analysen von Pyroxen- und Hypersthen-Andesiten.

	Lagorio						Verbeek			Judd		Turner	Becker
	1a	1b	2a	2b	3a	3b	4a	4b	5	6	7	8	9
SiO_2 . .	64·48	68·74	62·30	66·98	57·56	65·05	61·36	68·12	66·77	65·49	66·62	68·12	65·43
Al_2O_3 .	16·50	15·05	17·45	16·55	18·39	17·60	17·77	15·81	16·44	14·66	14·02	16·24	17·10
Fe_2O_3 .	3·47	1·91	5·50	3·50	7·51	3·10	4·39	5·01	3·41	—	5·73	1·26	2·39
FeO . .	—	—	—	—	—	—	1·71	—	1·37	5·44	—	2·08	1·19
MgO . .	1·60	0·63	1·21	0·62	3·34	1·05	2·32	1·18	1·67	1·57	0·33	1·35	1·48
CaO . .	4·42	2·10	4·20	2·84	6·21	3·58	3·43	2·78	2·90	3·72	2·74	3·80	3·88
Na_2O. .	3·13	3·42	2·95	2·19	3·63	3·54	4·98	5·09	4·14	—	6·93	3·89	3·66
K_2O . .	3·72	4·67	2·90	3·26	2·61	4·16	2·51	1·06	2·25	—	1·51	2·54	2·83
H_2O . .	2·94	3·68	2·70	2·99	0·94	1·56	—	—	—	—	2·83	0·40	0·36

	Küch		Oebbeke	Siemiradzki					Emmons		Washington	Stark	Mittel
	10	11	12	13	14a	14b	15a	15b	16a	16b	17	18	19
SiO_2 . .	61·26	65·39	68·02	62·30	59·33	60·44	66·29	66·89	56·82	64·54	61·93	62·46	64·74
Al_2O_3 .	16·15	15·49	15·03	14·46	14·28	27·87	13·70	21·09	16·68	17·36	18·47	16·07	16·32
Fe_2O_3 .	4·39	2·80	0·28	—	10·71		8·13		3·84	2·33	1·93	1·67	2·49
FeO . .	2·66	1·99	3·66	7·71	—	—	—	—	4·57	2·50	2·23	3·26	2·27
MgO . .	2·91	2·06	0·81	2·14	3·38	1·16	1·30	1·08	3·93	1·56	2·66	1·56	1·47
CaO . .	5·75	4·48	2·71	5·35	6·50	5·01	4·26	4·06	6·36	3·97	4·31	3·10	3·79
Na_2O. .	4·93	4·56	4·25	4·80	4·07	4·23	4·85	5·11	3·39	3·58	2·92	4·18	4·01
K_2O . .	2·65	1·59	3·41	1·72	1·79	1·83	1·49	1·73	2·81	2·54	3·92	3·75	2·78
H_2O . .	0·15	0·55	2·12	0·98	—	—	—	—	1·48	1·50	2·28	1·75	—

Nr. 7. Augit-Andesit von Ben Hiant.[1]) Folgende Beschreibung der beiden Gesteine Nr. 6 und 7 ist beachtenswert: „In places, especially in the great central mass of the mountain in some of the dykes and in the deepest part of the thick lava-streams, the rock loses almost all trace of glass, and passes into a holocrystalline mass. These holocrystalline varieties sometimes exhibit the ophitic structure; while, as in the case of the ophitic basalt of the same district, the breaking up the augite and feldspat crystals into rounded granules, leads to a more or less perfectly developed granulitic structure.“ Die Annahme, daß es sich um analoge Erscheinungen handle wie in den Gesteinen Neupommerns, wird bestätigt durch die Abbildungen 5 und 6 auf Tafel XV des Bandes. Besonders Fig. 5 zeigt ausgezeichnet Magnetit in einer Art von schriftgranitischer Verwachsung mit den übrigen Mineralien und erinnert lebhaft an Fig. 5 und 6 auf Tafel I dieser Arbeit.

Nr. 8. Hypersthen-Andesit von Cascade Range, Lassen Peak.[2]) „Microphenocrysts of feldspat and hypersthene in a groundmass consisting largely of the same minerals, with some amorphous matter.“

Nr. 9. Augit-Andesit von Clear Lake, California.[3]) Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Plagioklas- und Augitmikrolithen. Einsprenglinge: Plagioklas (wahrscheinlich Andesin), Hypersthen, Augit, Magnetit und etwas Quarz. Bezüglich der Struktur des Gesteins wird bemerkt: „it is sensibly holocrystalline.“

Nr. 10. Augit-Andesit. Lava von 1869. Galera.[4])

Nr. 11. Pyroxen-Andesit. Cumbal, Nordostseite.[5])

Hinsichtlich dieser beiden Gesteine seien folgende Ausführungen Küchs wiedergegeben. Er beobachtete häufig eigentümliche, einschlußartige Gebilde, die sich als „lokale, strukturell von dem übrigen

---

[1]) John W. Judd, The Propylites of the Western Isles of Scotland, and their Relation to the Andesites and Diorites of the District. Quart. Journ. of the geol. soc. of London. XLVI, 1890, pag. 379.

[2]) Turner, Further Contributions to the Geology of the Sierra Nevada. Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. I. 1896, pag. 731.

[3]) George F. Becker, Geology of the Quicksilver Deposits of the Pacific slope. Monogr. of the U. S. Geol. Surv. XIII. 1888, pag. 154.

[4]) R. Küch in: W. Reiß und A. Stübel, Reisen in Südamerika, Geologische Studien in der Republik Columbia I. Berlin 1892, pag. 141.

[5]) R. Küch, l. c. pag. 167.

Gestein gänzlich abweichende Ausscheidungen aus demselben Magma, welches auch das übrige Gestein lieferte", zu erkennen geben. „Makroskopisch machen diese Bildungen ganz den Eindruck fremder Einschlüsse. Sie besitzen meist unregelmäßig rundliche äußere Begrenzung, Dimensionen von 1—2 *mm* bis zu Faust- und Kopfgröße und setzen gegen das einschließende Gestein mit scharfer Grenze ab. Was diese Ausscheidungen strukturell schon bei makroskopischer Betrachtung von der übrigen Gesteinsmasse unterscheidet, ist der Mangel porphyrischer Entwicklung. Sie besitzen makroskopisch einen mehr oder minder ausgeprägt gleichmäßig körnigen Habitus und zeigen so, daß ihre Bildungsgeschichte nicht in zwei verschiedene Epochen zerfällt, wie wir sie für die porphyrische Lava, in welcher sie eingebettet liegen, annehmen dürfen: daß die Entstehung vielmehr eine kontinuierliche, von der Verfestigung der übrigen Gesteinsmasse bis zu einem gewissen Grade unabhängige war." U. d. M. ist die Struktur dieser Bildungen zuweilen „fast rein krystallinisch körnig", in der Regel befinden sich Glasrückstände zwischen den krystallinen Elementen. Aus der Übereinstimmung der Bestandteile dieser Ausscheidungen mit denen des umhüllenden Gesteins schließt Küch, daß es sich nicht um fremde Einschlüsse, sondern um Ausscheidungsprodukte des Magmas handelt. „Die Dimensionen der mineralischen Bestandteile schwanken zwischen mikroskopischer Kleinheit und 2—3 *mm*; in derselben Konkretion besitzen die Gemengteile annähernd gleiche Größe." Ferner heißt es an anderer Stelle: „Was die Form der Ausscheidungsgemengteile anlangt, so haben wir zu unterscheiden, je nachdem eine vorwiegend körnige oder eine halbglasige Beschaffenheit vorliegt. In ersterem Falle sind die Gemengteile fast durchaus allotriomorph entwickelt; der gegenseitige Kontakt bestimmt die äußeren Konturen. Gerade solche fast granitisch-körnige Ausscheidungen (Tafel VI, Fig. 2, 4, 5) sind von besonderem Interesse, da sie uns, wenn auch nur als lokale Erscheinung, ein Strukturverhältnis in rezenten Laven vorführen, welches wir sonst nur in den Plutoniten älterer Formationen aufzufinden gewohnt sind. Bei solchen fast ganz körnigen Konkretionen findet man zuweilen noch hier und dort zwischengeklemmt zwischen mehrere Mineralindividuen als untrügliches Zeichen der magmatischen Entstehung einen Rest farblosen oder braunen reinen Glases vor. Hier sind die an dieser Stelle zusammenstoßenden Krystalle an den Ecken

und Kanten, mit denen sie an das Glas stoßen, frei entwickelt. Diese glasigen Residuen erlangen in anderen Fällen eine größere Bedeutung, um dann in noch anderen einen wesentlichen Bestandteil der konkretionären Massen zu bilden. Hier stellen die mineralischen Individuen, idiomorph entwickelt, ein skelettartiges Leistengerüst dar, dessen Zwischenräume von Glas eingenommen werden."

Wo in der glasigen Grundmasse des Augit-Andesits von Galera die Einsprenglinge der Grundmasse etwa gleichstehen, ist der Habitus pseudokörnig. Die Fig. 4 und 5 auf Tafel VI der Arbeit Küchs geben ein Bild dieser Struktur, das mit den Abbildungen der vorliegenden Arbeit eine gewisse Übereinstimmung aufweist, die in Fig. 1 auf Tafel VII noch auffallender ist.

Die Grundmasse des Andesits vom Cumbal ist vorwiegend glasig mit lokaler felsosphärolithischer Entglasung. Die bis zu 2 *mm* großen sphärolithischen Partien bestehen aus mehreren aneinander gedrängten Kugelausschnitten von wechselndem Radius. In dem farblosen Glase sowie in den Sphärolithen liegen mikroskopische Feldspat-, Pyroxen-, Quarz- und Erzkryställchen.

Nr. 12. Asche vom Krakatau aus dem Jahre 1883.[1]) Die aus Plagioklas, monoklinem und rhombischem Augit sowie Magnetitkörnchen bestehenden Krystallfragmente treten gegenüber dem Glas auffallend zurück.

Nr. 13. Pyroxen-Andesit von Alausi, Ecuador.[2]) Porphyrisches Gestein mit viel Plagioklas sowie Augit.

Nr. 14. Kompakte, glänzend schwarze Lava vom Terremoto, einem Lavastrom des Vulkans Tungurhaghua.[3]) Das Gestein besteht aus einem feinen Gewirr von Plagioklasnadeln, kurz säulenförmigen Augiten und schwarzem Glas mit Ausscheidungen von Andesin, Augit und Magneteisen. An einer Stelle wird erwähnt: „Häufig findet man ihn (Plagioklas) mit Augit verwachsen."

Nr. 15. Lava von der obersten Kruste des Terremoto.[4])

---

[1]) Oebbeke, Über die Krakadau-Asche. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. II. 1884, pag. 33.

[2]) J. Siemiradzki, Geologische Reisenotizen aus Ecuador. Ein Beitrag zur Kenntnis der typischen Andesitgesteine. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. B. B. IV. 1886, pag. 193.

[3]) J. Siemiradzki, l. c. pag. 223.

[4]) J. Siemiradzki, l. c. pag. 224.

Nr. 16. Andesit. Die Grundmasse enthält wenig Glas und zahlreiche Mikrolithen.[1])

Nr. 17. Augit-Andesit von Kara Tash, Smyrna.[2]) Glasige Grundmasse vorherrschend.

Nr. 18. Hypersthen-Andesit der Sieve, Euganeen.[3]) Grundmasse glasig mit Mikrolithen von Plagioklas (Andesin-Labrador). Einsprenglinge: Plagioklas bis 0·5 *cm* (Labrador), rhombischer und monokliner Pyroxen (klein), etwas Magnetit und Titaneisen.

Schließlich beschreibt Young[4]) analoge Erscheinungen bei Andesiten der ecuatorianischen Ost-Kordillere. Er spricht sie als intratellurische Bildungen an und fährt dann fort: „Dieselben verhalten sich in genetischer Beziehung verschieden. Sie können entweder angenommen werden als alte körnige Ausscheidungen in der Tiefe in dem sich ergießenden Gestein oder durch Resorption bereits ausgeschiedener Einsprenglinge oder durch Einschmelzen und Zerbröckeln bereits verfestigter Teile ein- und desselben Magmas, oder endlich sind es fremde Einschlüsse.

Die beiden ersten Erscheinungen haben wahrscheinlich in den meisten Fällen zur Bildung der Haufwerke und Augitaugen geführt. Mit dem Namen „Haufwerke" bezeichne ich zusammenhängende Gebilde von den als Einsprenglinge auftretenden Mineralien. Hierher gehören auch die sogenannten „Augitaugen".

Die häufigsten Bestandteile der Haufwerke sind: Plagioklas, Augit, Hypersthen und Magneteisen. Außerdem nehmen in untergeordneter Menge Olivin, Biotit, Hornblende und Apatit teil an der Zusammensetzung dieser Gebilde, welche oft Glas von besonderer Beschaffenheit und selten Tridymit enthalten.

Die innige Verwachsung der Mineralien in den Kernen dieser Gebilde, welche stellenweise als hypidiomorph-körnig zu bezeichnen sind, führt zum Schluß, daß diese Haufwerke unter besonderem

---

[1]) H. Emmons, The Petrography of the Island of Capraja. Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London. XLIX, 1893, pag. 142.

[2]) H. Washington, On Igneous Rocks from Smyrna and Pergamon. Americ. Journ. of Science. III, 1897, pag. 45.

[3]) M. Stark, Gauverwandtschaft der Euganeengesteine. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. N. F. XXV, 1906, pag. 326.

[4]) A. Young, Die Gesteine der ecuatorianischen Ost-Kordillere. Der Cotopaxi und die umgebenden Vulkanberge. Inaug.-Diss. Berlin 1902, pag. 220.

Druck und Temperatur — Bedingungen, denen das Magma im Erdinnern unterworfen war — entstanden sind. Der Feldspat dringt bisweilen idiomorph in den Augit oder wird im Augit eingeschlossen."

Wie ich mich persönlich an dem Originalmaterial Youngs, das in den Sammlungen der Berliner Universität aufbewahrt ist, überzeugen konnte, entsprechen jene „Haufwerke" in der Tat nach ihrem Habitus voll und ganz den körnigen Ausscheidungen in den Gesteinen Neupommerns. Besonders typisch ist ein Pyroxen-Andesit von Cerro Hatun-Cocha, Vallevicioso [1]), ferner ein Hornblende-Pyroxen-Andesit von der Toruno Caldera des Quilindaña [2]), sehr schön ferner ein Pyroxen-Andesit aus der Caldera des Pasochoa [3]) sowie zwei Pyroxen-Andesit-Laven vom Cotopaxi. [4])

In den Fig. 5 und 6 der Tafel V sowie 5 und 6 der Tafel VI der Youngschen Arbeit sind solche „Haufwerke" wiedergegeben.

Leider enthält die Arbeit keine chemische Analyse derartiger Gesteine.

Ein Vergleich der einzelnen Analysen untereinander und mit der Basis des Gesteins von Simpsonhafen, die als Normalzusammensetzung betrachtet werden soll, zeigt in den Werten für Al_2O_3, FeO, MgO und CaO annähernde Übereinstimmung. Dagegen schwankt SiO_2 zwischen 60·44% und 68·74%, doch sind die extremen Werte relativ selten und bedeutet 64·89% einen mit dem Normalgehalt 65·77% gut übereinstimmenden Mittelwert. Das Schwanken des Fe_2O_3-Gehaltes, dem gegenüber die Konstanz des FeO-Gehaltes immerhin beachtenswert ist, gibt sich im wesentlichen durch eine mehr oder minder reichliche Magnetitbildung kund. Bezüglich der Werte für CaO, Na_2O und K_2O scheint sich das Bestreben nach Gleichheit geltend zu machen. Ein Gleiches gilt für Fe_2O_3 und FeO. Der Gehalt an MgO ist etwa halb so groß wie der an CaO, Na_2O oder K_2O.

Mit Rücksicht darauf, daß das berechnete Mittel immerhin nur einen Näherungswert der chemischen Zusammensetzung an die der eutektischen Mischung darstellt, ist die Übereinstimmung beider immerhin eine überraschende.

---

[1]) l. c. pag. 250.
[2]) l. c. pag. 253.
[3]) l. c. pag. 238.
[4]) l. c. pag. 267 u. 269.

Es ist sicherlich nicht ein bloßer Zufall, daß eine größere Anzahl örtlich getrennter Vorkommen einer Gesteinsklasse, die eine von der gewöhnlichen abweichende, durch übereinstimmende Merkmale gekennzeichnete eigenartige Struktur aufweist, von annähernd gleicher chemischer Zusammensetzung ist. Und daß diese Struktureigentümlichkeiten in typischer Weise bei eutektischen Legierungen anzutreffen sind, legt es nahe, sie in beiden Fällen auf dieselben Ursachen zurückzuführen. Diese sind aber einmal die chemische Zusammensetzung der Lösungen und sodann die äußeren, bei der Erstarrung herrschenden Umstände.

Von dem Maße, wie sich diese bei experimentellen Versuchen den Vorgängen in der Natur nachbilden lassen, hängt es ab, ob die hier beachteten Erscheinungen auch dort erzeugt werden.

Es wird also in erster Linie erforderlich sein, durch chemische Analyse die Zusammensetzung einer möglichst großen Anzahl gleichartiger Gesteine, die in ihrer Struktur Anzeichen eutektischer Zusammensetzung erkennen lassen, festzustellen. Für die andesitischen Magmen soll die vorliegende Arbeit hierzu den Anfang bilden und zu weiteren Beobachtungen in dieser Richtung Anregung geben.

In zweiter Linie wird es die Aufgabe experimenteller Forschung sein, diese Beobachtungen zu bestätigen. Versuche in dieser Richtung beabsichtige ich bezüglich andesitischer Magmen anzustellen.

Eine weite Verbreitung gewinnt in den Andesiten des behandelten Gebietes die Zonarstruktur der Feldspate. Und zwar begegnet man, was die Reihenfolge der Zonen angeht, fast allgemein einem regelmäßigen Wechsel zwischen An-reichen und Ab-reicheren Zonen. Es sei im folgenden kurz auf diese Erscheinung eingegangen.

Seitdem Törnebohm[1]) im Jahre 1877 den Nachweis führte, daß der zonenförmige Bau der Kalknatronfeldspate im Wechsel der chemischen Zusammensetzung der Schalen begründet sei, haben zahlreiche Forscher genauere Beobachtungen und Untersuchungen in bezug auf diese Erscheinung angestellt und Erklärungsversuche unternommen. Unter ihnen seien hier Höpfner[2]), Michel-

---

[1]) Törnebohm, Über die wichtigeren Diabas- und Gabbrogesteine Schwedens. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., 1877, pag. 392.

[2]) Höpfner, Über das Gestein des Monte Tajumbina in Peru. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. N. F. II, 1881, pag. 164.

Lévy[1]), Bréon[2]), v. Foullon[3]), Herz[4]), Becke[5]), Brauns[6]), J. H. L. Vogt[7]) genannt.

Vorwiegend wird die einfache stetige Zonenfolge berücksichtigt, die darin besteht, daß auf einen An-reichen Kern Schalen mit immer mehr zunehmendem Ab-Gehalt folgen. Eine einleuchtende Erklärung für diesen am meisten verbreiteten Fall gibt J. H. L. Vogt in der Arbeit: „Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen.“ [8])

Es bildet sich zunächst ein aus den Komponenten a und b bestehender Mischkrystall. Hierdurch wird das Verhältnis dieser in der Lösung verschoben: einer Anreicherung der Komponente a im Krystall entspricht eine solche der Komponente b in der Lösung. Wenn nun bei sinkender Temperatur der zuerst ausgeschiedene Mischkrystall nicht kontinuierlich im Gleichgewicht mit der Lösung bleibt, so erfahren die nach ihm sich bildenden Krystalle eine Zunahme an Ab-Substanz. Lagern sich diese krystallographisch orientiert an jenen an, so entstehen Krystalle mit zonalem Schichtenbau. Der Übergang zwischen den aufeinanderfolgenden Schichten kann allmählich erfolgen. Es kann aber auch eine Reihe schmaler, mehr oder

---

[1]) Michel-Lévy, Sur les positions d'intensité lumineuse égale dans les cristaux maclés entre les nicols croisés, et application à l'étude des bandes concentriques des feldspaths. Comptes rendus hebd. des séances de l'Acad. des Sciences. XCIV, Paris 1882, pag. 93.

[2]) R. Bréon, Sur l'association cristallographique des feldspaths tricliniques. Comptes rendus hebd. des séances de l'Acad. des Sciences. CIII, Paris 1886, pag. 170.

[3]) v. Foullon, Über Porphyrite aus Tirol. Jahrb. d. k. k. geolog. R.-Anst. XXXVI, 1886 pag. 750. — Über Quarzglimmerdioritporphyrite aus dem westlichen Kärnten. Jahrb. d. k. k. geol. R.-Anst. XXXIX, 1889, pag. 91.

[4]) R. Herz, Die Gesteine der ecuatorianischen West-Kordillere von Pelulagua bis Guagua-Pichincha. Inaug.-Dissert., Berlin 1892, pag. 32 u. folg. — Über die Zonarstruktur der Plagioklase. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. N. F. XIII, 1892, pag. 343.

[5]) F. Becke, Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. N. F. XVII, 1898, pag. 396. — Über Zonarstruktur der Krystalle in Ergußgesteinen. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. N. F. XVII, 1898, pag. 97.

[6]) R. Brauns, Über Beziehungen zwischen dem Schmelzpunkt von Mineralien. ihrer Zonarstruktur und Ausscheidungsfolge in Ergußgesteinen. Temperatur der Laven, Tscherm. Min. u. petr. Mitt. N. F. XVII, 1898, pag. 485.

[7]) J. H. L. Vogt, Die Silikatschmelzlösungen I. Christiania 1903, pag. 140 u. 143 u. folg. — Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen. Tscherm. Min. u. petr. Mitt. N. F. XXIV, 1905, pag. 477 u. folg.

[8]) l. c. pag. 483.

weniger scharf getrennter Zonen resultieren, von denen jede einzelne homogen ist. Diese sprungweise Änderung beruht darauf, daß nur innerhalb kürzerer Intervalle Gleichgewicht zwischen ausgeschiedenem Krystall und Lösung besteht, denen im Krystall Zonen verschiedener Zusammensetzung entsprechen. „Die Fähigkeit der verschiedenen Mischkrystallmineralien, sich im Gleichgewicht mit der Lösung zu halten, ist eine Funktion der Zeit (Dauer der Abkühlung), der Viskosität usw. und ist auch von der Natur des betreffenden Minerals abhängig." Vogt gelangt zu dem Schluß, daß ausgeprägte Zonarstruktur ein Beweis dafür ist, daß die Krystallisation bereits bei relativ kleiner Übersättigung anfing.

Bei den Plagioklasen der nicht besonders schnell abgekühlten Erguß- und Ganggesteine handelt es sich wahrscheinlich um Temperaturdifferenzen von etwa 5 bis 25°, bei denen der Tiefengesteine ist dieser Wert noch geringer.

Herz erblickt zwischen der einfach fortschreitenden und der unregelmäßig wiederholten Zonarstruktur keinen prinzipiellen Unterschied, es erscheint ihm letztere als einfache Wiederholung der ersteren. Er beobachtete, daß die Zonen nicht in ihrer ganzen Breite gleiche Auslöschungsschiefe besitzen, sondern daß diese innerhalb einer Zone vom inneren nach dem äußeren Rande abnimmt. Er faßt demnach jede Zone auf als „die Gesamtheit einer großen Zahl von unendlich dünnen Schichten, in denen der Albitgehalt von innen nach außen kontinuierlich zunimmt". Für ihn ist der Fall der einfach fortschreitenden Zonenfolge Ausnahme, eine Reihe von Zonen, von denen jede obige Beschaffenheit zeigt, Regel. Die Zonengrenze trennt nicht zwei Schalen von verschiedenem Mischungsverhältnis, „sie bezeichnet vielmehr den Abschluß einer Entwicklungsperiode und den Beginn einer neuen".

Die Wiederholung der Zonen erklärt Herz ähnlich wie Höpfner durch Strömungen im Magma, die den Krystall von einer Stelle im Magma, wo er alle Feldspatsubstanz aufgenommen hat, an eine andere Stelle bringen, wo noch unausgeschiedene Substanz vorhanden ist, die sich nun als nächste Zone ablagert.

Mit Recht macht Becke[1]) hiergegen geltend: „Gegen die so formulierte Strömungshypothese lassen sich manche Bedenken er-

[1]) F. Becke, Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner, l. c. pag. 416.

heben. Wie soll man sich Strömungen im Magma vorstellen, die lediglich die Krystalle verschieben, das Magma selbst aber unberührt lassen oder doch die im Magma schwimmenden Krystalle wiederholt aus ihrer magmatischen Umhüllung heraus in andere Magmapartien führen? Wie soll in einem Magma, in dem allenthalben in kurzen Abständen Krystallisationszentren verteilt sind, jene Übersättigung zustande kommen, welche die Herzsche Hypothese fordert? Wie soll man schließlich die Fälle 2 und 3 erklären (Fall 2: regelmäßig wechselnde Zonenfolge, Fall 3: unregelmäßig wechselnde Zonenfolge), wie das der allgemeinen Regel gehorchende Saurerwerden der einander folgenden kleinen Perioden?"

J. H. L. Vogt[1]) bemerkt bezüglich der drei von Becke aufgeführten komplizierten Fälle: Die „Deutung dieser Ausnahmen oder scheinbaren Ausnahmen scheint mir fraglich; auch dürften die verschiedenen Fälle auf verschiedenen Ursachen beruhen können."

Der Deutung dieser „scheinbaren Ausnahmen" der Zonarstruktur der Feldspate, und zwar der „regelmäßig wechselnden Zonenfolge" Beckes, gelten im wesentlichen die folgenden Betrachtungen.

Unter Hinweis auf die Beobachtungen bezüglich der Zusammensetzung der Grundmassefeldspate (pag. 28 und 33) sei folgendes vorausgeschickt. Jene Beobachtungen haben gelehrt, daß mehrerlei Feldspate in der Grundmasse vorhanden sind. Vergleicht man die Ergebnisse der Untersuchung der Feldspate unter den Einsprenglingen und in der Grundmasse, so ergibt sich, daß die Zusammensetzung der Grundmassefeldspate mit der der Zonen übereinstimmt. Hieraus ist zu schließen, daß die Bildung des Kerns der Feldspateinsprenglinge zeitlich vorausgeht, die der Zonen zeitlich mit der der Grundmassefeldspate zusammenfällt. Es gehört also die Zonenbildung einer relativ späten Verfestigungsperiode an.

Eine Reihe von Beobachtungen zonarer Feldspate ist in Tabelle II (pag. 60 u. 61) zusammengestellt.

Hierzu sei folgendes bemerkt: die auf eine An-reiche Zone folgende Ab-reichere ist fast durchgängig schmäler als jene.

Wenn in einigen Beispielen (6, 13) die Reihe mit einer Abreicheren Mischung beginnt, so ist dies damit zu erklären, daß der Schnitt soweit vom Krystallzentrum entfernt getroffen ist, daß er im

[1]) J. H. L. Vogt, Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen, l. c. pag. 516.

Inneren grade eine Ab-reichere Schicht durchschneidet. Dasselbe ist der Fall, wenn bereits der Kern einen relativ hohen Ab-Gehalt aufweist (Beispiel 7 und 9).

Im allgemeinen werden die An-reichen Schichten immer etwas Ab-reicher, je weiter nach außen sie liegen, indessen kommt es, wie die angeführten Beispiele erkennen lassen, auch vor, daß die zweite Schale und der Kern gleichen An-Gehalt haben, ja jene sogar An-reicher ist als dieser. Ein Gleiches gilt für die zweite und vierte, vierte und sechste Zone usw. Bei den Ab-reichen Schalen liegen die Verhältnisse entsprechend.

In den Beispielen 14 bis 16 ist der Ab-Gehalt der ersten und dritten Zone höher als der des Kerns und der ersten Zone, doch sind jene nicht genau $\perp$ c getroffen.

Zur Deutung der regelmäßig wechselnden Zonentolge ist zu berücksichtigen, daß die vorliegenden Gesteinsmagmen eutektischen Mischungen verhältnismäßig nahe stehen, und daß aus diesem Grunde die Tendenz nach Herstellung des absoluten Eutektikums eine starke ist. In diesem ist das Verhältnis Ca : Na : K, also auch An : Ab : Or konstant. Die Faktoren, die sich bei der Erstarrung eines solchen Magmas vornehmlich geltend machen, sind einmal die Tendenz nach Herstellung eutektischer Zusammensetzung, zweitens das Krystallisationsvermögen, drittens die Übersättigung. Der Einfachheit halber ist bei der folgenden Überlegung von der Wirkung des letztgenannten Faktors abgesehen, auf das Prinzip des Vorganges ist er ohne Einfluß.

Die Bedeutung der beiden ersten Faktoren für die Ausscheidung der Feldspate ist kurz folgende: Zunächst führen beide zur Bildung eines möglichst An-reichen Feldspates. Dadurch wird das Magma verhältnismäßig arm an Ca, reich an Na + K. Die Tendenz, das eutektische Verhältnis wieder herzustellen, hat zur Folge, daß sich nunmehr ein relativ Ab-reicher Feldspat ausscheidet. Ist dieses Verhältnis annähernd erreicht, so macht sich das größere Krystallisationsvermögen des Anorthits geltend, der krystallisierende Plagioklas ist reich an An-Substanz usf. Schließlich macht die zunehmende Viskosität des Magmas die weitere Krystallisation unmöglich. Die regelmäßig wechselnde Zonenfolge bildet demnach eine Eigentümlichkeit solcher Magmen, die der eutektischen Zusammensetzung nahe stehen, oder, um den kürzeren Ausdruck Vogts zu gebrauchen, „anchi-eutektischer Magmen".

Tabelle II. **Auslöschungsschiefen und Zusammensetzung zonarer Feldspate.**

Nr.	Fundort	Schnittlage	Beobachtung							
			Kern	1. Zone	2. Zone	3. Zone	4. Zone	5. Zone	6. Zone	7. Zone
1	Insel Watom	⊥ P u. M	$+40^0$	$+29^0$	$+34^0$	—	—	—	—	—
			$Ab_{45}An_{55}$	$Ab_{47}An_{53}$	$Ab_{35}An_{65}$	—	—	—	—	—
2	Insel Watom	∥ M (010)	-25^0	-32^0	$-25^0\,20'$	$-27^0\,45'$	-19^0	—	—	—
			$Ab_{35}An_{65}$	$Ab_{17}An_{83}$	$Ab_{35}An_{65}$	$Ab_{30}An_{70}$	$Ab_{45}An_{55}$	—	—	—
3	Vulkangebiet Vater	∥ M (010)	$-34^0\,35'$	$-26^0\,10'$	$-34^0\,15'$	$-12^0\,10'$	—	—	—	—
			Ab_7An_{93}	$Ab_{33}An_{67}$	Ab_9An_{91}	$Ab_{55}An_{45}$	—	—	—	—
4	Vulkangebiet Vater	∥ M (010)	$-35'\,30'$	-32^0	$-34^0\,40'$	$-17^0\,30'$	—	—	—	—
			Ab_3An_{97}	$Ab_{17}An_{83}$	Ab_7An_{93}	$Ab_{48}An_{52}$	—	—	—	—
5	Vulkan Mutter	∥ M (010)	-35^0	$-29^0\,50'$	-35^0	$-21^0\,20'$	—	—	—	—
			Ab_5An_{95}	$Ab_{25}An_{75}$	Ab_5An_{95}	$Ab_{42}An_{58}$	—	—	—	—
6	Vulkan Nordtochter	∥ M (010)	$-21^0\,10'$	$-26^0\,40'$	$-14^0\,40'$	$-18^0\,25'$	$-14^0\,50'$	$-19^0\,40'$	$-17^0\,20'$	—
			$Ab_{42}An_{58}$	$Ab_{32}An_{68}$	$Ab_{52}An_{48}$	$Ab_{47}An_{53}$	$Ab_{52}An_{48}$	$Ab_{45}An_{55}$	$Ab_{48}An_{52}$	—
7	Vulkan Nordtochter	∥ M (010)	$-16^0\,50'$	$-9^0\,25'$	$-17^0\,30'$	$-8^0\,50'$	-13^0	-2^0	$-12^0\,30'$	$-1^0\,30'$
			$Ab_{49}An_{51}$	$Ab_{53}An_{47}$	$Ab_{48}An_{52}$	$Ab_{59}An_{41}$	$Ab_{54}An_{46}$	$Ab_{62}An_{38}$	$Ab_{55}An_{45}$	$Ab_{62}An_{38}$
8	Vulkan Nordtochter	∥ M (010)	$-24^0\,45'$	$-9^0\,50'$	$-21^0\,50'$	$-6^0\,45'$	$-12^0\,30'$	-5^0	—	—
			$Ab_{36}An_{64}$	$Ab_{53}An_{47}$	$Ab_{42}An_{58}$	$Ab_{61}An_{39}$	$Ab_{55}An_{45}$	$Ab_{63}An_{37}$	—	—
9	Vulkan Nordtochter	∥ M (010)	$-10^0\,45'$	-7^0	$-10^0\,55'$	$-6^0\,45'$	$-10^0\,35'$	$-5^0\,45'$	—	—
			$Ab_{57}An_{43}$	$Ab_{59}An_{41}$	$Ab_{57}An_{43}$	$Ab_{61}An_{39}$	$Ab_{57}An_{43}$	$Ab_{63}An_{38}$	—	—

Nr.	Fundort	Schnittlage	Beobachtung							
			Kern	1. Zone	2. Zone	3. Zone	4. Zone	5. Zone	6. Zone	7. Zone
10	Berg Varzin	∥ M (010)	$-28°\,10'$	$-24°\,10'$	$-17°\,45'$	$-20°$	$-16°\,45'$	—	—	—
			$Ab_{28}An_{72}$	$Ab_{37}An_{63}$	$Ab_{48}An_{52}$	$Ab_{44}An_{56}$	$Ab_{49}An_{51}$	—	—	—
11	Insel Deslacs	∥ M (010)	$-24°$	$-15°$	$-23°$	—	—	—	—	—
			$Ab_{37}An_{63}$	$Ab_{51}An_{49}$	$Ab_{41}An_{59}$	—	—	—	—	—
12	Insel Deslacs	∥ M (010)	$-27°\,15'$	$-22°$	$-27°\,15'$	—	—	—	—	—
			$Ab_{30}An_{70}$	$Ab_{43}An_{57}$	$Ab_{30}An_{70}$	—	—	—	—	—
13	Insel Mérite	⊥ P u. M	$+33°\,15'$	$+41°$	$+33°$	—	—	—	—	—
			$Ab_{37}An_{63}$	$Ab_{6}An_{94}$	$Ab_{36}An_{63}$	—	—	—	—	—
14	Insel Mérite	⊥ c	$+48°$	—	$+48°$	—	—	—	—	—
			Byt.-Anorth.	—	Byt.-Anorth.	—	—	—	—	—
15	Insel Mérite	⊥ c	$+20°$	—	$+20°$	—	—	—	—	—
			Labrador	—	Labrador	—	—	—	—	—
16	Insel Mérite	⊥ c	$+19°$	—	$+19°$	—	—	—	—	—
			Labrador	—	Labrador	—	—	—	—	—
17	Insel Mérite	∥ M (010)	$-26°\,30'$	$-21°$	$-7°\,45'$	$-21°$	—	—	—	—
			$Ab_{32}An_{68}$	$Ab_{42}An_{58}$	$Ab_{60}An_{40}$	$Ab_{42}An_{58}$	—	—	—	—
18	Insel Mérite	∥ M (010)	$-32°$	$-20°\,30'$	$-28°\,35'$	$-20°$	—	—	—	—
			$Ab_{17}An_{83}$	$Ab_{43}An_{57}$	$Ab_{28}An_{72}$	$Ab_{44}An_{56}$	—	—	—	—

Trotz des relativ hohen Kaligehaltes kam es in keinem der Gesteine zur Orthoklasausscheidung. Daß es sich bei dem Kaligehalt nicht um eine mechanische Beimengung von Orthoklas, sondern um eine isomorphe Mischung der drei Komponenten handelt, wobei K an die Stelle von Na treten kann, und daß dieser Kaligehalt einen gewissen Einfluß auf die optischen Eigenschaften des Feldspates ausübt, hat Förstner[1]) nachgewiesen. Aus einer Reihe von Orthoklasanalysen ermittelte J. H. L. Vogt[2]) den maximalen Gehalt an Ab+An im primären Orthoklas zu 28%, aus einer zweiten Analysenreihe von Albit, Oligoklas und Andesin den maximalen Orthoklasgehalt im „ersten Plagioklas" zu 12%.

Zusammenfassung.

Auf der Insel Neupommern besitzen Pyroxenhypersthenandesite eine weite Verbreitung. Solche liegen vor vom nordöstlichen Teil der Gazelle-Halbinsel (Hinterland von Herbertshöhe, Vulkangruppe der Mutter, Insel Matupi), von der Südküste der Hixson-Bay (Vulkangruppe Vater) und aus der Umgebung der Hannambucht. Sie kommen ferner vor auf den Inseln Watom, Deslacs, Mérite, Nordinsel.

Dacitische Gesteine stammen aus dem Gebiete um die Hannambucht, und zwar bimssteinartige Biotitdacite aus einem ausgedehnten Geysirgebiet auf der Nordseite, einsprenglingsarme, bzw. freie Obsidiane von der Hannaminsel, bzw. vom Südstrande der Bucht.

Im Baininggebirge sind folgende Glieder monzonitisch-dioritischer Magmen ausgebildet: Monzonite, Augitdiorit, Augitdioritporphyrit, Augitporphorit.

Die Monzonite zeigen vielfach Übereinstimmung mit denen des Predazzo-Monzoni-Gebietes in Südtirol. Sie sind in gleicher Weise wie diese durch ihre Spaltungsfähigkeit ausgezeichnet. Auffallend ist ferner die Analogie bezüglich des Zusammenauftretens mit Augitporphyriten.

---

[1]) H. Förstner, Über die Feldspate von Pantelleria. Zeitschr. für Krystallogr. und Mineralogie, VIII, 1883, pag. 125.

[2]) J. H. L. Vogt, Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationfolge in Eruptivgesteinen, l. c. pag. 528 u. folg.

Der Andesit von Simpsonhafen verdient besonderes Interesse, er entspricht in seiner Zusammensetzung einem eutektischen Gemische. Dies beweist die Gleichzeitigkeit der Bildung der Einsprenglinge, ferner die eutektische Struktur einzelner Partien sowie schließlich die angenäherte Übereinstimmung des chemischen Bestandes des Gesamtgesteins mit dem der Basis, also auch mit dem der Ausscheidungen.

Bei Bildung der Gesteine von Watom und Mérite wurde das Eutektikum auf relativ später Krystallisationsstufe erreicht, es handelt sich bei ihnen um anchi-eutektische Eruptivgesteine.

Für die Mineralbildung in Gesteinen gilt der Satz: Das quantitative Verhältnis der einzelnen chemischen Bestandteile des Magmas zu den entsprechenden des eutektischen Gemisches ist maßgebend für die **Natur** und das **Mengenverhältnis** der in dem Gesteine auftretenden Mineralien.

Die „regelmäßig wechselnde Zonenfolge", die in einem regelmäßigen Wechsel An-reicher und Ab-reicher Schichten besteht, ist in den untersuchten Andesiten verbreitet. Sie ist als eine Eigentümlichkeit anchi-eutektischer Magmen aufzufassen und verdankt ihre Entstehung im wesentlichen der Wirksamkeit der beiden Faktoren Krystallisationsvermögen und Streben nach Herstellung des eutektischen Gemisches.

Vorliegende Arbeit wurde im mineralogisch-petrographischen Institut der Königlichen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin ausgeführt. In Dankbarkeit gedenke ich an dieser Stelle meines hochverehrten Lehrers, des verstorbenen Herrn Geheimen Bergrats Professor Dr. C. Klein, der auch diese Arbeit durch seinen freundlichen Rat förderte. Zu großem Dank bin ich Herrn Professor Dr. F. von Wolff verpflichtet für das lebhafte Interesse und die liebenswürdige Unterstützung bei dieser Arbeit. Herrn Professor Dr. A. Pflüger in Bonn danke ich für die Überlassung der handschriftlichen Aufzeichnungen sowie für die freundlichen Mitteilungen über das bearbeitete Gebiet.

VI. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft.

Monatsversammlung

am 13. Jänner 1908 im mineralogisch-petrographischen Universitätsinstitut, zugleich ordentliche Generalversammlung. — Anwesend: 31 Mitglieder.

Der Präsident Regierungsrat F. Berwerth eröffnet die Versammlung und läßt der Gesellschaft durch den Schriftführer M. Stark den Jahresbericht erstatten. Hierauf berichtet Prof. F. Firtsch über das Vermögen der Gesellschaft. Den Kassabericht hat Dr. Koechlin geprüft und richtig befunden. Die Versammlung erteilt dem Vorstand das Absolutorium.

Der Vorstand legt der Versammlung eine Liste der abtretenden Ausschußmitglieder vor, welche auf Antrag Hofrat v. Pronays en bloc wiedergewählt werden.[1])

Zum Rechnungsprüfer für 1908 wurde R. Koechlin wiedergewählt.

---

[1]) In der konstituierenden Ausschußsitzung wurden die Funktionen wie folgt verteilt:

Präsident: F. Berwerth.

Vizepräsidenten: F. Becke, O. Freiherr v. Buschmann.

Kassier: G. Firtsch.

Schriftführer: M. Stark.

Ausschußmitglieder: A. Friedrich, F. Kürschner, A. v. Loehr, F. Perlep, G. v. Tschermak, J. Weinberger.

Vorträge.

Herr Dr. F. Cornu hält einen Vortrag über seine im Vereine mit Herrn R. Görgey unternommene Studienreise auf die Färöer im Sommer 1907.

Zunächst wurde der geologische Bau der Färöergruppe besprochen auf Grund der Arbeiten von G. Forchhammer, Johnstrup, J. Geikie, A. Helland und H. v. Post und eigener Beobachtungen. Es baut sich diese Inselgruppe aus einem System von Trappbasaltdecken auf, die meist mit Palagonittuffen wechsellagern. Intrusionen sind relativ selten und scheinen von lokaler Natur zu sein. Die Haupteinfallsrichtung dieser Deckensysteme geht im allgemeinen von NW. nach SO., der Neigungswinkel ist nirgends ein beträchtlicher (meist nur gegen 3°). Im Süden und Westen treten dementsprechend die ältesten Gesteine auf, im Nordosten, wo die höchsten Berge sind, die jüngsten. In diesen ältesten Decken finden sich autochthone Braunkohlenablagerungen verbunden mit Tonen und Tuffiten von sehr geringer Mächtigkeit und lokaler Verbreitung vor. In petrographischer Beziehung ist das ganze Gebiet sehr eintönig, es erinnert an die gleichzeitigen Deckenergüsse in Schottland, Island und Grönland. Eine Untersuchung des in reichlicher Menge gesammelten Materiales (doleritische, anamesitische und porphyrische Trappbasalte, zugehörige Tuffe und Ganggesteine) steht bevor.

Der Vortragende besprach nun die „Zeolithformation der Trappbasalte“ [1]) und ihre Paragenesis, die eine vollständige Übereinstimmung mit der in den anderen Trappbasaltregionen (Island, Schottland, Grönland) zeigt und auch viel Ähnlichkeit aufweist mit dem Auftreten der Zeolithe in den den Trappbasalten geologisch äquivalenten Diabasen. Chemisch charakterisiert ist diese Paragenesis durch das häufige Auftreten reiner Kalkzeolithe (Gyrolith, Tobermorit, Okenit, Apophyllit), ferner durch das reichliche Vorkommen von Tonerde und Kalkerde führenden Gliedern (Heulandit, Desmin, Chabasit, Levyn, Thomsonit, Mesolith) und das seltene Vorhandensein reiner Alkalitonerdezeolithe (Natrolith, Analcim), die in den den Tephriten genäherten Basalten des böhmischen Mittelgebirges die

[1]) Dr. F. Cornu, Über die Paragenese der Minerale, namentlich der der Zeolithe. Vortrag, gehalten am 17. Dezember 1907 zur Erlangung der venia legendi an der k. k. montanistischen Hochschule in Leoben. Öst. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. LVI, 1908, pag. 92.

Hauptrolle spielen. Charakteristisch ist ferner das Auftreten von freier Kieselsäure in Form von Chalcedon, seltener Quarz und Opal, und merkwürdig das von gediegen Kupfer[1]), welches Element in den gabbroiden Magmen eine eigentümliche Rolle zu spielen scheint.

Der Häufigkeit nach gruppieren sich die Zeolithe etwa folgendermaßen: Chabasit, Faroelith (Thomsonit), Heulandit, Desmin sind allgemein verbreitet. Auch der Levyn gehört zu den häufigen Zeolithen, was um so bemerkenswerter ist, als dieser Zeolith bisher für einen der seltensten galt. Sehr oft treten ferner auf: Mesolith, Okenit, Apophyllit; vom Gyrolith, der relativ weniger häufig ist, konnten 15 Fundorte aufgefunden werden. Selten oder sehr selten sind Natrolith, Analcim, Phillipsit, Skolezit und Laumontit. Die Zeolithe kommen als Auskleidung mehr oder weniger großer Mandelräume vor und ihr Auftreten ist stellenweise ein massenhaftes.

Die Stufen von den Färöern, die in den Sammlungen verbreitet sind, stammen hauptsächlich von drei Fundorten: Dalsnypen auf Sandö, woher die schönen, großen Chabasite, ferner schöne Levyn- und Desminstufen sind, von der Insel Hestö, wo sich jene prächtigen Stufen von wasserklaren oder rosenroten Hydroxylapophylliten, häufig begleitet von dunkelbraunen Calcitrhomboedern, finden und von der Zeolithhule auf Naalsö. Von dieser Lokalität sind die berühmten Faroelithe, die bekannten tafelförmigen, ringsum ausgebildeten Desminkrystalle und die schönen pseudokubischen Apophyllite, die sogenannten Tesselite, gekommen. Es ist dieser Fundort von der Hauptstadt Thorshavn aus leicht zu erreichen und die vorhandene Menge von Zeolithen daselbst eine ungeheuer große.

Erst kürzlich ist von Currie[2]) eine topographische Mineralogie der Färöer erschienen, in der er Minerale von 122 Lokalitäten erwähnt und die Vorkommen trefflich charakterisiert und beschreibt. Wie reich an Zeolithen das Gebiet ist, geht daraus hervor, daß die besten Fundorte, die aufgefunden und ausgebeutet wurden, bei Currie gar nicht erwähnt sind und ihm nicht bekannt waren, so zum Beispiel Gliburnaes, ein kleiner Landvorsprung etwa $^3/_4$ Stunden von Thorshavn entfernt, wo sich sehr schöner Desmin, Heulandit und

[1]) F. Cornu, Über das Vorkommen von gediegen Kupfer in den Trappbasalten der Faröerinseln. Zeitschr. f. prakt. Geol. XV. Jahrg., Okt. 1907.

[2]) James Currie, The Mineralogy of the Faeröes, arranged topographically. Transactions of the Edinburgh Geological Society, Session 1905—1906.

Chalcedon vorfindet. Andere reiche Fundstellen, hauptsächlich von Okenit und Levyn, wurden auf der Insel Bordö und am Fundingfjord auf Österö aufgefunden.

Beim Sammeln der Zeolithe wurde so vorgegangen, daß der Strand, soweit es die Brandung gestattete, und die Bachbette abgegangen wurden, wo ja die Aufschlüsse am besten und frischesten sind.

Die Bevölkerung kennt trotz ihrer hohen Kulturstufe die Mineralschätze ihres Heimatlandes fast gar nicht, weshalb auch dort nirgends ein Sammler existiert.

Eine ausführliche Publikation über die neuen Fundorte sowie eine genaue Übersicht über die geologischen Verhältnisse wird anderorts gegeben werden, wenn die Bearbeitung des gesammelten Materiales vollendet ist.

Pargasit von Grenville, Kanada und von Pargas in Finland von Stephan Kreutz. (Eingesendete Mitteilung.)

Unter den bekannten Hornblenden ist die Hornblende von Grenville, Quebec in Canada durch ihren hohen Fluorgehalt und Eisenarmut merkwürdig. Sie wurde zuerst von Prof. Harrington[1]), dann von Johnston und von Stanley[2]) analysiert.

Grenville	nach Harrington	nach Stanley		
SiO_2	45·50	45·79	0·763	0·778
TiO_2	0·68	1·20	0·015	
Al_2O_3	12·25	11·37	0·112	0·115
Fe_2O_3	0·28	0·42	0·003	
TeO	0·75	0·42	0·006	0·934
MnO	0·11	0·39	0·006	
MgO	20·63	21·11	0·528	
CaO	13·31	12·71	0·227	
K_2O	1·76	1·69	0·018	
Na_2O	2·76	2·51	0·040	
H_2O	0·40	0·67	0·037	
F_2	2·80	2·76	0·072	
	101·23	101·06	Spezifisches Gewicht: 3·110	
$O=F_2$	1·17	1·16	bei 15°	
	100·06	99·90	nach Harrington.	

[1]) The Amer. Journ. of Sc., Vol. XV, No. 89, 1903.

[2]) Penfield and Stanley, l. c. Vol. XXIII, 1907.

Prof. Becke hatte die Güte, das ihm von Harrington zugeschickte Material mir zur Untersuchung zu überlassen. — Es ist ein großes Spaltstück von brauner Farbe, welche offenbar vom Titansäuregehalt herrührt. Auch in dickeren Platten ist diese Hornblende vollkommen durchsichtig. Absorpt. $c = b > a$ (Zinnobergrau $q \parallel c$, Zinnobergelb $v \parallel a$ der Raddeschen Farbenskala). Dicke der Platte zirka 2·5 *mm*.

Die krystallographische Orientierung des Spaltstückes wurde auf Grund der Ätzfiguren festgestellt. Bei der üblichen Aufstellung (nach Tschermak) weicht die I. Mittellinie nach vorne von der krystallographischen c-Achse ab.

Die wichtigsten optischen Konstanten sind in folgender Tabelle angeführt:

	Brechungsindices						Position der Achse	
λ	α	β	γ	$2V_\gamma$	$2E_\gamma$	c : c	cA	cB
671	1·6113	1·6149	1·6302	52° 16′	—	27° 36′	53° 41′	1° 25′
589	1·6142	1·6180	1·6332	52° 09′	90° 40′	27° 30′	53° 35′	1° 25′
535	1·6175	1·6211	1·6365	52° 02′	—	27° 22′	53° 27′	1° 25′
495	—	—	—	51° 55·5′	—	27° 15′	53° 20′	1° 25′

$c : c_{Na}$ (bestimmt durch die Lage der I. Mittelline zu der Plattennormale): 27° 26′; $c : c_{Na}$ (mit Hilfe der Messung des Winkels zwischen den optischen Achsen B und B′ eines Zwillings n. [100]) 27° 35′; Auslöschungschiefe auf (110) berechnet $15° 53'_{Na}$; gemessen, übereinstimmend mit Harrington: 16°.

Mikroskopische Bestimmung der Lage der A-Achse: $cA = 53°_{Na}$.

Dispersion von β:

λ	$\beta_D - \beta\lambda$	λ	$\beta_D - \beta\lambda$
671	+ 0·0033	490	— 0·0063
648	+ 0·0026	471	— 0·0081
630	+ 0·0022	464	— 0·0090
612	+ 0·0015	452	— 0·0103
589	-	444	— 0·0115
538	— 0·0033	432	— 0·0129
525	— 0·0040	ca. 425	— 0·0135
515	— 0·0047		

Bei Erwärmung wird der optische Achsenwinkel bedeutend größer, die Achse B verändert dabei ihre Lage viel rascher als die Achse A, wodurch die Lage der I-Mittellinie sich der krystallogra-

phischen c-Achse nähert. Bei + 160° C ist die optische Orientierung dieser Hornblende folgende:

		Position der Achse					
T	λ	cA	cB	c : c	2 Vγ	2 Eγ	β
+ 160°	589	53° 45′	0° 39′	27° 12′	53° 7′	92° 38′	1·6174

Aus den optischen Eigenschaften ersieht man, daß diese Hornblende von Grenville dem Pargasit von Pargas am nächsten steht. Auf die Ähnlichkeit der chemischen Zusammensetzung hat bereits Harrington hingewiesen.

Um den Vergleich präzis durchzuführen, wurde ein typischer, hellgrüner Pargasit von Pargas, Finland, untersucht. Schöne Krystalle verdanke ich Prof. Berwerth und Prof. Becke.

Die chemische Analyse des vollständig reinen Materials ergab (Pargas):

SiO_2	48·38	0·807	0·807
TiO_2	0·05	0·000	
Al_2O_3	10·83	0·106 } 0·111	
Fe_2O_3	0·76	0·005 }	
FeO	1·56	0·022	
MnO	0·04	0·000	
MgO	20·78	0·520	
CaO	12·24	0·217 } 0·816	
K_2O	1·38	0·014	
Na_2O	2·69	0·043	} 0·914
H_2O	0·91	0·050	
F_2	1·82	0·048	
	101·44		
$O=F_2$	—0·76		
	100·68		

Spezifisches Gewicht wurde dem der kanadischen Hornblende gleich gefunden: 3·095 (nach der Schwebemethode).

Nach der optischen Untersuchung ist:

	Brechungsindices						Position der Achse	
λ	α	β	γ	γ—α	c : c	2 Vγ	cA	cB
589	1·6158	1·6205	1·6353	0·0195	27° 13′	59° 30′	+56° 58′	−2° 32′

$\beta_{Na} - \beta_{Li} = 0{\cdot}0035$, Lage der Achse B (Kontrollbestimmung). cB = 2° 26′.

Die Brechungsindices stimmen mit den von Zimányi gefundenen $\alpha = 1{\cdot}616$, $\beta = 1{\cdot}620$, $\gamma = 1{\cdot}635$, der Achsenwinkel mit dem

von Tschermak ($2V_D = 59°$) und Lévy und Lacroix ($2V_D = 59$ bis $60°$) gemessenen gut überein.

Der Pargasit zeigt stellenweise dunklere Partien, welche von der Untersuchung ausgeschlossen wurden. Dadurch aber sowie auch durch die Phlogopiteinschlüsse kann man sich die Schwankungen in den älteren Analysen erklären. Der H_2O- und Fl-Gehalt stimmen mit den von Berwerth gefundenen Zahlen gut überein.

Eine auffallende Ähnlichkeit der Amphibole von Grenville und von Pargas ist deutlich ersichtlich. Offenbar waren die geologischen Verhältnisse, unter welchen diese so komplizierten Hornblenden entstanden sind (in grob-krystallinischen Kalken) dieselben. Sueß (im „Antlitz der Erde") und Sederholm legen großes Gewicht auf die Ähnlichkeit der symmetrisch gelegenen finländischen und kanadischen Schilde.

Infolge der großen Ähnlichkeit der chemischen Zusammensetzung ist hier der Einfluß einzelner Bestandteile gut erkennbar.

Der Unterschied zwischen diesen beiden Hornblenden besteht: 1. in einem etwas größeren Eisengehalt der finländischen, welche hingegen 2. weniger Fluor der kanadischen gegenüber enthält. Die Summe der Molekularverhältnisse von $H_2O + F_2$ ist in beiden ungefähr gleich (0·107 der von Grenville und 0·098 von Pargas). Auch sonst sind gewöhnlich die fluorarmen Hornblenden wasserreich, was alles mit der Ansicht übereinstimmt, daß beide Bestandteile sich vertreten (etwa als (OH) und F). Der Einfluß des Eisens ist sehr energisch[1]) und zeigt sich, wie bereits Tschermak (1871, Miner. Mitteil.) nachgewiesen und es auch aus meinen Beobachtungen an einer Reihe von Amphibolen sich ergibt, immer in der Steigerung der Brechungsindices und in dieser Reihe auch in der Zunahme des Achsenwinkels um γ.

Der geringe Unterschied von 1·34% $Fe_2O_3 + FeO$ würde zur Erklärung der Unterschiede der Brechungsindices und des Achsen-

---

[1]) Z. B. der mittlere Brechungsindex eines Actinolits vom Greiner (mit 5·26% FeO, 0·15 Fe_2O_3, 1·23 Al_2O_3, 0·22 K_2O, 0·43 Na_2O, 1·96 H_2O) ist $\beta_D = 1·6297$ gegenüber $\beta_D = 1·6155$ eines reinen Tremolits. Der Brechungsindex γ steigt bis zu 1·674(5) in einer 13·05% FeO 2·25% Fe_2O_3 enthaltenden Hornblende von Edenville, sogar zu 1·7216 in manchen Lukower Hornblenden (wechselnd, Fe_2O_3+FeO 7·76%, 8·14% nach Hanusch) und zu 1·717 in einem zirka 75% Eisenoxydulsilikat enthaltenden Grünerit.

winkels kaum ausreichen. Im selben Sinne wirkt aber auf die Brechungsindices in der Grenviller Hornblende die Titansäure.

Der deutliche Unterschied der Brechungsindices wird also dem größeren Fluorgehalt der letzteren zuzuschreiben sein, wodurch die Brechungsindices verkleinert wären.

Der kleine Unterschied in dem Aluminiumgehalt spricht sich in dem etwas größeren Winkel der Auslöschungsschiefe der tonerdereicheren amerikanischen Hornblende aus:

Grenville Al_2O_3 0·112, $c : c_{Na}$ 27° 30′
Pargas „ 0·106, „ 27° 12′

Der Einfluß des Fluors auf die optischen Eigenschaften im angegebenen Sinne ist auch an anderen Mineralgattungen bekannt.

Auch in der Tremolitgruppe haben die fluorreichen Glieder kleine Brechungsindices.

Der reinste untersuchte Tremolit stammt von der Schweiz und zeigt folgende Zusammensetzung:

	Schweiz.		
SiO_2	58·22	0·971	
TiO_2	—	—	
Al_2O_3	1·37	0·013	
Fe_2O_3	0·04	—	
FeO	0·61	0·009	0·963
MnO	0·04	—	
MgO	23·97	0·592	
CaO	12·95	0·233	
K_2O	0·04	—	
Na_2O	0·24	0·004	
H_2O	2·17	0·121	
F_2	0·17	0·004	
	99·82		
$O = F_2$	0·07		
	99·75		

Die Brechungsindices sind:

α	β	γ	γ—α
1·6000	1·6155	1·6272	0·0272

Ein ziemlich reiner Tremolit aus dem Waldviertel (mit beinahe 2% Eisenoxydul):

α	β	γ	γ—α
1·6044	1·6198	1·6315	0·0271

Dagegen zeigt ein wasserheller Tremolit von Gouverneur N. Y.:

α	β	γ	γ—α
1·5996	1·6131	1·6244	0·0248

von Pierrepont:

α	β	γ	γ—α
1·6042	1·6185	1·6299	0·0257

von Edenville:

α	β	γ	γ—α
1·603(5)	1·616(3)	1·628(3)	0·0242

die nach vorhandenen Analysen sämtlich fluorhältig sind (neben geringen Mengen von Alkalien).

Eine hellgrüne Hornblende von Russel, St. Lawrence, die allerdings einen großen Tonerde- und Alkaliengehalt aufweist (Al_2O_3 2·22%, Fe_2O_3 0·77%, FeO 1·49%, Na_2O—2·52% K_2O 1·30% und 0·85 Fl), hat:

α	β	γ	γ—α	c : γ
1·6016	1·6135	1·6243	0·0227	19° 28′

Die sehr niedrigen Brechungsindices sind als Resultat der Wirkung von Tonerde, Alkalien und von Fluor zu betrachten. Auch die dunkle, fluorhältige schwarze Hornblende von Snarum hat kleinere Brechungsindices wie zum Beispiel der Karinthin.

Die übrigen Eigenschaften der erwähnten Hornblenden sowie die hier angewendeten Untersuchungsmethoden werden in einer Arbeit über die Abhängigkeit der optischen Eigenschaften der Amphibole von der chemischen Zusammensetzung, die bald zur Veröffentlichung gelangen wird, besprochen.

Mineralogisch-petrographisches Institut (Prof. Becke)
Universität Wien.

Ausstellung: Minerale von den Färöern.

Aussteller: Naturhistorisches Hofmuseum (H), Mineralogisch-petrographisches Institut (MP), Sammlung Professor Kürschner (K), Aufsammlungen von Cornu und Görgey unbezeichnet.

Insel Naalsö.

Zeolithhule: Schöne Drusen von flachen, ringsum ausgebildeten Desminkrystallen (H). Bis 2 *cm* lange prismatische Krystalle von Apophyllit (sog. Tesselit) mit Desmin auf Farölith. — Borin: gediegen Kupfer spärlich in kleiner Zeolithdruse. — Naalsöbygd: Levyn in schönen großen Krystallen. Ohne genaue Fundortsangabe: Phacolith (H).

Insel Hestö.

Eine prächtige Stufe rosenroter, pyramidaler Apophyllitkrystalle (H), wasserheller Apophyllit mit bräunlichem Calcit (H) und eine Druse klarer Apophyllitkrystalle (MP).

Insel Strömö.

Glibursnaes: Desmin in radialfaserigen Krystallaggregaten (sog. Sphärostilbit), wasserheller Heulandit und traubiger Chalcedon. Kirkebö Reyn (Ostabhang): Levyn als Wandauskleidung kleiner Hohlräume mit Seladonit. Kollefjord: Feueropal. Leynumvatn: halbkugeliger, grobblätteriger Gyrolith zusammen mit Farölith. Qualvig: Gyrolith als Ausfüllungsmaterial winziger Mandelräume im Trappbasalt. Ohne genaue Fundortsangabe: gemeiner Opal (H).

Insel Österö.

Eldevig: Okenit in feinstrahligen, rein weißen Aggregaten, kleine Kryställchen von Phillipsit als große Seltenheit, ferner eine Stufe, an der die Sukzession 1. Chalcedon, 2. Okenit, 3. Apophyllit ausgezeichnet zu sehen ist und schöner traubiger Chalcedon. Ohne genaue Fundortsangabe: dunkelrotbrauner durchsichtiger Feueropal (H) und ein großes Stück grauen Chalcedons (H).

Insel Bordö.

Klaksvig: perlmutterglänzender Gyrolith in Kugeln bis $^1/_2$ *cm* Durchmesser. Gjerdum: schöner garbenförmiger Desmin. Nordöre: weißer, strahliger Okenit und wasserklare Heulanditkrystalle. Bordönaes: Analcim (selten) in Krystallen bis 1 *cm* Durchmesser. Torvadals Aa: schöne Druse von Levyn. Myrkjanoyrafjell (Ostabhang): große halbkugelige Aggregate von Farölith.

Insel Kunö.

Haraldsund: Okenit in Trappbasaltmandelstein.

Insel Vaagö.

Zwischen Sörvaag und Midvaag: langfaseriger Mesolith.

Insel Sandö.

Sand: Garbenförmiger Desmin. Storevatn: schöne Levynstufe. Dalsnypen: große Druse von Chabasitkrystallen (H).

Insel Suderö.

Frodebö: weißer strahliger Mesolith; Vaag: bis 4 *cm* lange Heulanditkrystalle mit gekrümmten Flächen und langstrahliger weißer Skolezit. Kvanhauge: rötlicher Chabasitkrystall. Trangisvaag: Braunkohle.

Von Faröern ohne Angabe der Insel: schöner rötlichweißer Desmin mit etwas Heulandit (H), ein ähnlicher Desmin mit jüngerem Skolezit (H), eine garbenförmige Krystallgruppe des gleichen Minerales (H), eine Stufe mit schönen Phacolithen (H), ein rosenroter Apophyllit (H), dichtstrahliger und feinfaseriger Mesolith (H), Heulandit mit Desmin, an das Vorkommen von Glibursnaes erinnernd (H), ferner noch traubiger Chalcedon (MP) und radialfaseriger halbkugeliger Mesolith (K).

Monatsversammlung

am 3. Februar 1908 im mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institute.
Anwesend: 29 Mitglieder.

Vorträge:

Prof. Doelter spricht über Leitfähigkeit der Silikatschmelzen.

Der Vortragende bespricht zuerst die Methoden der Bestimmung der Leitfähigkeit in Schmelzen. Die größte Schwierigkeit macht die Bestimmung in festen Körpern, da Krystalle zu diesem Zwecke schwer aufzutreiben sind und Pulver große Fehlerquellen mit sich bringen. Am geeignetsten sind aus Schmelzfluß erhaltene krystalline Produkte, aber es sind nur wenig Silikate, welche solche liefern, da die meisten kein so großes Krystallisationsvermögen besitzen, um rein krystalline Massen zu liefern.

Geht man vom festen Körper zu der Schmelze, so zeigt sich beim Schmelzpunkte bei gut krystallisierenden Silikaten ein scharfer Knick, bei weniger gut krystallisierenden ein langsames Umbiegen der Kurve (Temperaturwiderstand), letztere sind solche mit unscharfem Schmelzpunkt.

Glasig-amorph erstarrende Körper verhalten sich anders; hier tritt kein Knick ein, die Kurve verläuft anfangs ident mit der Kurve in der Flüssigkeit (Schmelze) und steigt langsam bei niederen Temperaturen an.

Dies zeigt, daß nicht die innere Reibung mit der Ionenreibung ident ist und daß Körper von großer innerer Reibung, wie die Gläser, wenigstens bei erhöhter Temperatur größere Leitfähigkeit zeigen.

Ganz markant ist das verschiedene Verhalten von Augit, Hornblende, wenn man sie langsam oder rasch erstarren läßt; im ersten Falle zeigt, weil die Schmelze krystallin erstarrt, die Kurve einen scharfen Knick, während dieser unscharf wird bei schnellerer Erstarrung, da dann sehr viel Glas sich bildet und wenig Krystalle.

Der Widerstand wächst enorm mit der Krystallbildung, in Krystallen kann offenbar keine Ionenwanderung oder nur eine sehr geringfügige eintreten, während im Glas dies möglich ist.

In der Schmelze selbst ist der Temperaturkoeffizient kein sehr großer, während er im festen Zustand enorm ist; man hat daher für erstere einen fast horizontalen, für letztere einen fast senkrechten Kurventeil. Der Vortragende hält es für möglich, daß die Schmelze nahezu ganz dissoziiert ist, aber die Viskosität behindert die Ionenwanderung. Im festen Zustande kann auch vollständige Dissoziation gedacht werden, aber die Ionen sind durch das Raumgitter festgelegt, daher keine Wanderung derselben und keine Leitfähigkeit möglich ist. Erst bei höheren Temperaturen tritt dies in geringem Maße auf.

R. Görgey: Über Mesolith.

Mit der Untersuchung des Mesolith haben sich schon zahlreiche Forscher mehr oder weniger eingehend beschäftigt, so besonders Schmid, Des Cloizeaux, Luedecke, Lacroix u. a., aber nur der letztgenannte hat die optischen Eigenschaften des Mesolith richtig erkannt. Vermutlich lag den meisten mangelhaftes Material vor. Leider hat Lacroix seine Beobachtungen nicht weiter ausgeführt und auch nicht messend verfolgt.

Mir kam nun durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Dozenten O. B. Boeggild ausgezeichnetes Mesolithmaterial von den Färöern in die Hand. Es sind dies wasserhelle Krystallnadeln, bis höchstens 2 *cm* lang und höchstens 0·8 *mm* dick. Diese Krystalle sind nach der krystallographischen Messung als monokline Zwillinge nach (100) aufzufassen. Von Flächen ist nur ein Prisma und eine Pyramide entwickelt, Spaltbarkeit ausgezeichnet nach dem Prisma, weniger gut nach der Basis.

Nach seinen optischen Eigenschaften ist der Mesolith triklin, Achsenebene ist nahezu senkrecht zur Längsrichtung der Nadeln. In Blättchen normal zur optischen Normalen (also nahezu senkrecht

zur c-Achse) sieht man eine Teilung in 4 Sektoren (schon von Des Cloizeaux beobachtet); es liegt also ein etwas komplizierter Zwillingsbau vor, die Auslöschungsrichtungen bilden mit den Halbierenden der Prismenkantenwinkel Winkel von etwa $13^1/_2{}^0$. Dieses Verhalten im Vereine mit einer, wenn auch geringen Abweichung der β von der Längsrichtung der Nadeln schließt das monokline System aus. Auf den Prismenflächen beobachtet man im Konoskop den schiefen Austritt einer optischen Achse. Die Achsen sind außerordentlich stark dispergiert.

β beträgt etwa 1·50, die Doppelbrechung ist äußerst gering, etwa 0·0005. Der wahre Winkel der optischen Achsen beträgt für rot etwa 82°, für blau etwa 98° um die Mittellinie γ, welche von rechts nach links läuft.

Beim Erwärmen ändert sich die Größe des Achsenwinkels ganz außerordentlich (eine Temperaturänderung von 1° bewirkt schon eine Änderung des Achsenwinkels von mehreren Graden), so daß die Messung des Achsenwinkels mit großen Fehlern behaftet ist.

Spez. Gew.: 2·272, Härte: um 5.

Chemisch stellt sich der Mesolith zwischen Natrolith und Skolezit. Ob es sich um eine isomorphe Mischungsreihe oder um Doppelsalzbildung handelt, darüber gehen die Meinungen auseinander. Da aber weitaus die meisten Analysen dieselben Werte ergeben und der Mesolith auch sonst völlig charakterisiert ist, muß er wohl als Doppelsalz von der Zusammensetzung: 1 Natrolithmolekül auf 2 Skolezitmoleküle aufgefaßt werden. Für Doppelsalzbildung spricht auch noch manches andere.

Eine genauere Ausführung dieser kurzen Angabe steht bevor.

Ausstellung: Kiese. I. Pyrit und Markasit.

Aussteller: Naturhistorisches Hofmuseum (HM), Baron O. v. Buschmann (v. B), Prof. K. Kürschner (K), Dr. F. Perlep (P).

Pyrit.

Payerbach, Niederösterreich. Wahrscheinlich a. d. Magnesitwerk auf der NW.-Seite des Gottschakogels, Eichberg bei Gloggnitz. Großes unvollkommenes Pentagondodekaeder mit Talkbelag (K).

Schneekoppe, Alt, St. Peter, Spindelmühle, Böhmen. Neueröffneter Goldbergbau. Derbe und kleine Würfelchen, goldhaltig in Gangquarz (P).

Nillthal bei Virgen, oberes Iselthal, Tirol. Zwei Würfel in Brauneisen umgewandelt (P).

Přibram, Böhmen. Dünnes sechsseitiges Stäbchen (100) π (102) auf einer Calcitdruse (01$\bar{1}$0) und (10$\bar{1}$0). (Siehe Vrba, Zeitschr. f. Kryst. IV. 357.) (HM.)

Pisek, Böhmen. Derb und Würfelchen mit Oktaeder in Gangmasse (Baryt, Turmalin, Orthoklas, Quarz) (P).

Nučic, Böhmen, vom Chamoisiterzlager. Druse von Würfeln mit Oktaeder, hypoparallel, auf derbem Pyrit (v. B).

Larga, Siebenbürgen. Druse glänzender Pyritoeder, schöne Durchkreuzungszwillinge, auf tonigem derben Pyrit (v. B).

Dognatzka, Markusgrube, Banat, Ungarn. Gruppe glänzender Würfel. Ecken und Kanten rauh durch Oktaeder und Achtundvierzigflächner (HM).

Bucsum bei Abrudbánya, Siebenbürgen. Druse von Pyritoedern mit schönen Ätzgruben, überzogen von jüngerem Kupferkies und Quarz. Ein zweites Stück ohne Kupferkies, nur mit Quarz (v. B).

Zalathna, Siebenbürgen. Gruppe großer, glänzender Pyritoeder, Durchkreuzungszwillinge, überzogen von einer Haut mattschimmernden Pyrits; ein zweites Stück ebenso, hypoparallel; pseudomorph nach Pyrrothin auf einer Druse mattschimmernden pyritoedrischen Pyrits (v. B).

Freiberg, Sachsen. Lose Gruppe gestreifter Pyritoeder; ein Gangstück mit einem großen Krystall von Pyrit nach Pyrrothin in Fluorit, auf Quarz, Blende und Kupferkies (K).

Vlotho an der Weser, Westfalen. Loses Pyritoeder, pseudomorphosiert in Brauneisen (P).

Lobenstein, Thüringen. Angelaufene tetragonale Säulchen, oktaedrisch zugespitzt auf Siderit (HM).

Traversella, Piemont. Loser großer Mittelkrystall mit glatten, glänzenden Flächen. Mehrere lose Krystalle (321) mit (210) (421) und (100); (100) (210) (321) (421); vorherrschend (111) mit (100) und (321); angelaufen (321) mit (210) und (111); Pyritoedergruppe mit Quarz, (210) mit (110); lose (210) mit (111); großes Oktaeder mit (321) (210); Pyritoeder mit (111) (321); Gruppe (111) (210) im Gleichgewicht mit (321) (HM). Zwei verzerrte, nach (111) dick- und dünntafelige lose Krystalle (P).

Brosso, Ivrea, Piemont. Mit 15 Krystallen und Gruppen vertreten. Oktaeder nach (421) gestreift; zweimal Oktaeder mit (210) gestreift; (210) (110) (211); Pyritoeder mit (421) (011), Flächen glatt, stark glänzend; (210) und (111) im Gleichgewicht mit (421), (021) matt; Krystallstock (210) glänzend, (110) matt, (421) streifig; Pyritoeder mit (111) (321); Druse mit Quarz, vorherrschend (111) mit (210) (421); (210) und (421) matt, (111) glänzend; Druse mit Quarz, Krystalle vorwiegend (100) (210) (321); treppig gebauter Krystallstock nach (210) tafelig, stark glänzende Flächen (210) (110) (230); (210) (110) (230); Pseudomorphose nach Pyrrhotit auf einer Pyritdruse, (210) (111) (421) (212) (110) (HM).

Elba. Pyritoeder, Durchkreuzungszwillinge auf Eisenglanz; Pyritoeder, ein Kernkrystall, matt, rauh, partiell mit glatten glänzenden Deckschichten; großes Pyritoeder, randlich entwickelt, nach den Hexaederflächen im Wachstum zurückgeblieben,

auf Eisenglanz; großes Pyritoeder mit (111) auf Eisenglimmer; loser kleiner Krystall (321) mit (111) und danach gestreift; zwei lose Krystalle mit Eisenglimmer, (210) vorherrschend mit (111) (100) (321) (HM). Loses Pyritoeder, Durchkreuzungszwilling (P); Würfel vorherrschend mit (111) auf Gangart mit Kupferkies (K); Riesenpyritoeder mit (321) (111) (100) in Brauneisen pseudomorphosiert, Eisenglimmer aufsitzend (HM).

Cornwall, England. Druse von Würfelchen mit (110), Würfelfläche nicht geschlossen, grubig (HM).

Joplin, Missouri, Ver. Staaten. Flache kreisrunde Scheibe, radialstrahlig (HM).

Janotla? Mexiko. Zapfenförmiger Krystallstock (100) (111) in Brauneisen umgewandelt (P).

Markasit.

Brüx, Böhmen. Mehrere Stücke Speerkiese von (011) gebildet, in verschiedenartigen Zwillingsstöcken, von Pyrit-Kugeln oder -Drusen bedeckt (HM). Kuglige Gruppe mit Pyrit überzogen (K). Linsige Gruppe ohne Pyrit (v. B).

Dux, Böhmen. Speerkieskrystalle einen Zwillingsstock bildend (HM).

Littmitz, Böhmen. Speerkieskrystalle, vorwiegend (011), Kanten (011) (01$\bar{1}$), gezahnt durch Parallelverwachsung; kuglige Gruppe bedeckt von Pyrit; traubige und knollige Konkretionen von Pyrit bedeckt (v. B).

Marienhütte, Zakorocz bei Göllnitz, Ungarn. Nieriger Überzug auf Siderit (v. B).

Schemnitz, Ungarn. Krystalle (111) (110) (101), ein stalaktitisches pfeifenähnliches Gebilde zusammensetzend; nieriger Überzug (Leberkies) auf Quarzkrystallen (HM).

Freiberg, Sachsen. Druse von Kammkies (110) und (011) im Gleichgewicht auf Calcit (HM).

Derbyshire, England. Krystalle (Kammkiese) (001) (110) (011) und (014) in kleinen Gruppen verstreut auf einer Bleiglanz führenden Gangscholle, darüber jüngerer Calcit (HM); ein zweites Stück mit Krystallen (110) (001) und (011), (014) fehlt, Zwilling mit ein- und ausspringenden Winkeln, drusig auf Fluorit, Bleiglanz, Blende; auf einem dritten Stücke kleine Gruppen (110), Zone (011): (001) streifig, gewölbt, auf Bleiglanzoktaedern über Fluorit (HM).

Joplin, Missouri, Ver. Staaten. Druse, Krystalle (100) (110), hypoparallel, tonnenartig auf Blende (HM).

Galena, Illinois, Ver. Staaten. Parallelgestellte Stalaktite mit Hohlröhren, fasrig, außen Krystalle oktaederähnlich (110) (101) (011) (001) (HM).

Druckfehlerberichtigungen zu dem Vortrag Prof. K. Redlich: Die Genesis der Pinolitmagnesite in den Mitt. der Wiener min. Gesellschaft, 1907, Nr. 37.

Seite 54 statt Formel — Gleichung.

Seite 56 statt Magnesitsilikate — Magnesiasilikate.

Seite 55 statt $CaMg(CO_3)$ — $CaMg(CO_3)_2$.

Monatsversammlung

am 9. März 1908 im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität.
Anwesend: 31 Mitglieder.

Dr. H. Graber hält einen Vortrag über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Böhmisch-Leipa, vornehmlich des Maschwitzberges, mit Lichtbildern, welche landschaftliche Verhältnisse und geologische Details illustrieren. Das Thema ist eingehend behandelt in dem Jahresberichte der Staats-Realschule in Böhmisch-Leipa (Schuljahr 1906—1907).

Dr. Koechlin spricht über Hausmannit- und Braunitkrystalle von Brasilien.

Herr Prof. Dr. K. Kürschner in Wien und Herr H. Kretschmer, Hütteninspektor in Witkowitz, übergaben mir im Laufe der letzten Jahre eine Reihe von losen Krystallen und von Handstücken zur Bestimmung, die unter den Massen von Manganerzen, welche in Witkowitz verarbeitet werden, gefunden worden waren. Die ersten orientierenden Messungen ließen eine eingehende Untersuchung wünschenswert erscheinen, zu der mir die genannten Herren in zuvorkommender Weise ihr Material anvertrauten. Es sei mir gestattet, den beiden Herren auch hier meinen Dank zum Ausdrucke zu bringen.

Über die Provenienz des Materials war nur das sicher bekannt, daß die Erze, aus denen es entnommen war, aus Minas Geraes in Brasilien stammen. Daß der Distrikt von Miguel Burnier die engere Heimat sei, läßt sich jedoch mit großer Wahrscheinlichkeit erschließen. Erstens spricht dafür das Mitvorkommen des seltenen Atopits, den Hussak[1]) von Miguel Burnier beschrieben hat, und zweitens ein Gehalt an Baryum, den eine Probe an einem Stücke ergeben hat; ein Baryumgehalt soll nämlich gerade für die Erze von Miguel Burnier charakteristisch sein.[2]) Schließlich hat sich auch Hussak

[1]) Zentralblatt f. Min. etc., 1905, 240—245.

[2]) Hussak, Über die Manganerzlager Brasiliens. Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1906, 14, 237—239.

in einem Schreiben an mich dahin ausgesprochen, daß die Erze sicher aus Miguel Burnier, und zwar aus der „Mina Wigg" stammen, und das Urteil Hussaks ist mir in dieser Frage maßgebend, da er die Verhältnisse aus der Nähe überblickt und sich schon lange speziell mit den brasilianischen Manganerzen beschäftigt.

Von krystallisierten Manganerzen konnten Pyrolusit, Hausmannit und Braunit bestimmt werden, von denen der Pyrolusit keine Veranlassung zu Untersuchungen gab.

Von Hausmannit lagen abgebrochene Krystalle und Drusen vor. Diese zeigten als Unterlage derbes Manganerz, das wohl aus einem Gemenge verschiedener oxydischer Manganverbindungen besteht. Pyrolusit und wadartige Partien konnten manchmal erkannt werden, in die Masse eingesprengte Kalkputzen und Hausmannitkrystalle, kenntlich an den basalen Spaltflächen, wurden beobachtet.

Die aufgewachsenen Hausmannitkrystalle erreichen Größen von 3 *cm* und darüber. Diese großen Krystalle sind stets mit rauhen Krusten bedeckt und zeigen bloß die Grundpyramide. Nur wo die Krystalle direkt an Kalk grenzen, erscheinen sie gut ausgebildet, mit glatten Flächen und reicherer Formentwicklung. Auch solche zeigen Größen von 1·5 *cm*. Der Kalk ist von den Stücken ganz oder großenteils entfernt und die bloßgelegten Krystalle sind teilweise geätzt; manchmal so stark, daß einzelne Flächen keine Reflexe geben. Dünne, bräunliche Häutchen, die in der Regel die Krystalle überziehen, lassen sich mechanisch entfernen und hindern die Messung nicht.

Im allgemeinen erlaubte die Beschaffenheit der Krystalle Messungen, die zwar nicht zu einer Berechnung der Elemente, wohl aber zur Symbolbestimmung genügten.

Gemessen wurden nur die Krystalle, die mir abgebrochen übergeben wurden, die Drusen hingegen geschont. An diesem ziemlich spärlichen Material wurden folgende 11 Formen sichergestellt, von welchen 5, die durch Sternchen bezeichnet sind, für den Hausmannit neu sind.

c = (001)	p = (111)	i = (119)*	h = (123)*
a = (100)*	σ = (112)	r = (133)	x = (579)*
e = (101)	s = (113)	k = (131)*	

Überdies wurde an aufgewachsenen Krystallen das Prisma m = (110) beobachtet. Einige andere Formen wurden teils an den gemessenen Krystallen beobachtet, waren aber nicht meßbar, teils wurden sie an aufgewachsenen Krystallen gefunden, ohne daß ihre Symbole zu bestimmen gewesen wären.

Die Mittelwerte der gemessenen Winkel und die entsprechenden aus dem Element c = 1·1554 gerechneten Werte[1]) sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt.

Zeichen	Symbole		gerechnet		gemessen		Zahl der Messungen	Grenzwerte	
			φ	ρ	φ	ρ		φ	ρ
c	001	0	—	0°00′	—	0°00′	7	—	—
a	010	0∞	0°00′	90°00′	0°01′	89°53′	1	—	—
e (d)	011	01	0°00′	49°07·′	0°00·′	49°09′	4	0°00′– 0°02′	49°07′–49°13′
p (e)	111	1	45°00′	58°32′	45°02′	58°25′[2])	22	44°49′–45°38′	56°35′–59°8′
σ	112	1/2	45°00′	39°15′	45°00·′	39°16·′	16	44°49′–45°08′	39°00′–39°24′
s	113	1/3	45°00′	28°34·′	45°04′	28°35′	7	44°54′–45°15′	28°19′–28°46′
i	119	1/9	45°00′	10°17·′	45°12′	10°24′	6	44°45′–45°42′	10°07′–10°49′
r	133	1/3 1	18°26′	50°36·′	18°28′	50°39′	4	18°26′–18°32′	50°37′–50°41′
k	131	13	18°26′	74°41·′	18°26′	74°51′	3	18°21′–18°31′	74°49′–74°52′
h	123	1/3 2/3	26°34′	40°44′	26°29′	40°48′	6	26°15′–26°48′	40°44′–40°54′
x	579	5/9 7/9	35°32·′	47°50·′	35°30′	47°35′	4	34°25′–36°07′	47°08′–47°55′

Ein Gesamtbild der beobachteten Formen gibt die Figur 1, die nach einem knapp 4 *mm* großen Krystalle angefertigt ist. Charakteristisch für die Krystalle ist das regelmäßige Auftreten und die verhältnismäßig starke Entwicklung der Basis. Neben ebenmäßiger Ausbildung kommen Verzerrungen nach einer der Nebenachsen häufig vor, wobei die Basis zu einer schmalen Leiste ausgezogen erscheint. Maßgebend für den Habitus ist in erster Linie die Grundpyramide p; die übrigen Formen zeigen starken Wechsel in ihren relativen Zentraldistanzen, bleiben aber an Ausdehnung fast stets hinter p zurück.

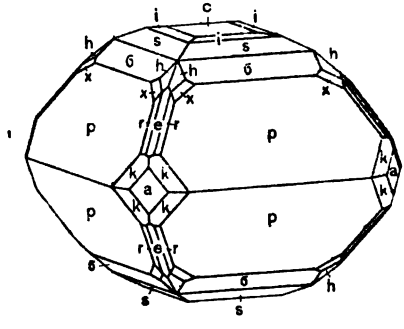
Von den neuen Formen wurde a = (100) nur mit einer zwar schmalen, aber guten Fläche an dem abgebildeten Krystalle gemessen,

[1]) Für die bekannten Formen aus Goldschmidts Winkeltabellen entnommen.

[2]) Der Grund, daß der Mittelwert der gemessenen ρ so stark von den gerechneten abweicht, liegt in der teilweisen Beeinflussung der Position von p durch die Zwillingsbildung.

konnte aber auch an aufgewachsenen beobachtet werden; sie scheint mir gesichert. k = (131) wurde an demselben Krystalle mit drei Flächen gemessen und wurde auch an aufgewachsenen Krystallen beobachtet; i = (119) tritt als schmale Abstumpfung der Kanten c s auf und wurde an mehreren Krystallen gemessen; h = (123), dessen Symbol schon aus dem Zonenzusammenhange abgeleitet werden konnte, wurde ebenfalls an mehreren Krystallen gemessen; sie erscheinen alle gesichert.

Fig. 1.



Die Form x machte Schwierigkeiten. Abgesehen davon, daß ihre Flächen klein sind, sind sie auch gegen p zu etwas gerundet und geben als Reflex einen Lichtstreif mit 2 bis 3 Lichtmaximis, die oft 2—3° auseinander liegen. Eine Symbolbestimmung aus den Messungen allein erschien unsicher. Die gemessenen Werte in die gnomonische Projektion eingetragen, geben Punkte, die annähernd in der Zone h p liegen. Die der besten Werte, von den an h angrenzenden Teilen der Flächen stammend, liegen nahe beisammen um (579). Dieser Punkt ist dadurch ausgezeichnet, daß sich sechs Zonen in ihm schneiden. Das wurde als Kontrolle benützt. Einige Zonen konnten am Goniometer (einkreisig) eingestellt und dadurch Position und Symbol kontrolliert und gesichert werden. Die gegen p zu gelegenen Positionen, die den gerundeten Teilen der Flächen entsprechen, wurden vernachlässigt.

Einfache Krystalle wurden nicht beobachtet; auch die scheinbar einfachen verraten durch feine Streifensysteme die Zwillingsbildung. Diese erfolgt wie sonst beim Hausmannit nach (101). Die von anderen

Fundorten bekannten, quirlförmigen Fünflinge wurden hier nicht beobachtet. Die Krystalle sind entweder scheinbar einfach, oder es sind zwei Individuen, verzwillingt nach einer der vier Richtungen, die das Gesetz zuläßt, ungefähr gleich stark entwickelt, wobei dann meist Zwillingsbildung nach einer oder mehreren der anderen Richtungen sich durch Streifung verrät.

In bezug auf die Ausbildung der Zwillinge zeigen sich Verschiedenheiten, je nachdem die Zwillingsbildung nur nach einer oder nach mehreren Richtungen entwickelt ist und je nachdem die Krystalle einzeln aufgewachsen oder in Drusen gebildet waren.

Einzeln aufgewachsene Krystalle, bei denen Zwillingsbildung nur nach einer Richtung erfolgt ist, fügen sich vollkommen der Regel, nach der an der Zwillingsgrenze vermehrtes Wachstum eintritt.[1])

Ein Beispiel hierfür ist der in Figur 2 naturgetreu[2]) abgebildete Krystall (I). Dieser bildet eine nach der gemeinsamen Richtung, der Kante zwischen (101) und (111), gestreckte abgebrochene Säule von rhombischem Querschnitt, die 8·2 *mm* lang, 6 *mm* breit und 4·5 *mm* dick ist, ein absolutes Gewicht von 0·4249 *g* und ein spezifisches von 4·84 hat. Als absolute Zentraldistanzen wurden nach Messungen, die allerdings keinen Anspruch auf größte Genauigkeit machen, im Mittel gefunden für c . . 6·5 *mm*, für σ nach außen gelegen 3·3 *mm*, nach innen gelegen 7·6 *mm*, für p nach außen gelegen 1·65 *mm*, nach innen gelegen 6·95 *mm*.

Bei diesem Krystalle tritt auch die Neigung deutlich zutage, die einspringenden Winkel zu verflachen. Die Poldistanz ρ für die nach innen am einspringenden Winkel gelegenen p-Flächen wurde im Mittel zu 57° 18′, die der äußeren zu 58° 29′ gefunden, während der gerechnete Winkel 58° 32′ beträgt.

Krystalle, bei denen Zwillingsbildung nach mehreren Richtungen gleichzeitig erfolgt ist, zeigen keine nennenswerte Streckung, was

---

[1]) Vergleiche F. Becke, Orthoklas von Val Floriana. Einfluß der Zwillingsbildung auf die Krystallform. (Diese Zeitschr., 1903, 22, Heft 2.)

F. Neugebauer, Die Krystalltracht von einfachen Krystallen und Karlsbader Zwillingen des Orthoklases. (Diese Zeitschr., 1906, 25, pag. 413—448.)

St. Kreutz, Über die Ausbildung der Krystallform bei Calcitzwillingen. (Denkschr. d. k. Ak. d. W., math.-naturw. Kl., 1906, 80, pag. 15—82.)

[2]) Nur einige den Krystall parallel der Zwillingsebene durchsetzende Zwillingslamellen sind weggelassen, um das Bild nicht zu verwirren.

auch natürlich ist, da sich die Einflüsse der einzelnen Zwillingsbildungen gegenseitig aufheben müssen. So zeigen auch die bekannten Hausmannitfünflinge keine Verzerrung.

Hierher gehört ein Zwilling (II), der ebenfalls einzeln aufgewachsen war, ein ähnliches Kopfbild zeigt wie I, aber nicht säulig gestreckt, sondern fast isometrisch ausgebildet, 4·5 *mm* dick, 5·5 *mm* breit und 5 *mm* hoch ist. Er hat ein absolutes Gewicht von 0·1713 *g*, ein spezifisches von 4·81 und seine absoluten Zentraldistanzen sind im Mittel für c . . 3·45, für σ nach außen gelegen 2·6 *mm*, nach innen gelegen 3·7 *mm*, für p nach außen gelegen 2·1 *mm*, nach innen gelegen 3·45 *mm*. Bei ihm ist eine untergeordnete Zwillingsbildung nach einer zweiten Richtung deutlich wahrnehmbar.

Berechnet man für die Zwillinge I und II die relativen Zentraldistanzen im Sinne Beckes[1]) und ebenso für einen angenommenen nicht verzwillingten Krystall (III) von einem Habitus, wie ihn die scheinbar einfachen Krystalle zeigen, so erhält man folgende Werte:

		I	II	III
für c		1·87	1·34	1·086
„ σ	außen . .	0·95	1·01	1·004
	innen . .	2·19	1·44	
„ p	außen . .	0·48	0·82	0·864
	innen . .	2·00	1·34	

Man sieht, um wie viel stärker der Einfluß der Zwillingsbildung auf die Wachstumskonstanten sich im Krystall I geäußert hat im Vergleiche zu der Wirkung im Krystall II, wo diese offenbar durch das Hinzutreten der untergeordneten Zwillingsbildung nach einer zweiten Richtung zum Teile kompensiert erscheint.

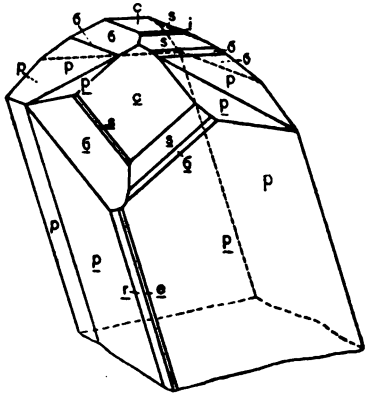
Ein anderes Bild zeigen zwei Zwillinge, die ersichtlich aus Drusen ausgebrochen sind, in denen sie, wie die Anwachsflächen zeigen, enge zwischen benachbarte Individuen eingeklemmt gewesen waren.

Während bei den vorhergehenden Typen, besonders bei Krystall I, wie die Fig. 2 zeigt, die Abflachung nach der Zwillingsebene so weit geht, daß sich die Basisflächen der beiden Individuen fast berühren

[1]) Neugebauer l. c.

und von den inneren Flächen eines Individuums höchstens die s- oder σ-Flächen zum Schnitt gelangen, kommen bei dem letzten Typus selbst die inneren p-Flächen jedes Individuums noch reichlich zum Schnitte. Ob diese Erscheinung dadurch zustande kommt, daß die Individuen nach der Zwillingsebene relativ weniger abgeplattet sind, oder dadurch, daß die c- und σ-Flächen relativ größere Zentraldistanzen haben als in den Typen I und II, ließe sich entscheiden, wenn man über die Lage des Keimpunktes[1]) eine bestimmte Annahme

Fig. 2.



machen könnte. Dies dürfte aber in dem vorliegenden Falle kaum mit einiger Sicherheit durchzuführen sein. Jedoch ist es kaum zweifelhaft, daß die Erscheinung in einer Einflußnahme der Nachbarindividuen ihren Grund hat.

An den zuletzt besprochenen zwei Krystallen wurden die Formen h und x gemessen. Es ist eine Eigentümlichkeit von x, daß die Position seiner Flächen mit denen der inneren p-Flächen des Zwillingsindividuums zusammenfallen. Bei der Messung fällt dies nicht auf, weil die inneren p-Flächen aus ihrer Position abgelenkt sind, aber bei der Projektion tritt es klar hervor. Diese Tatsache wurde durch Rechnung kontrolliert und gefunden, daß der Position von x des einen Individuums die Werte $\varphi = 35^{\circ}\,32'$ und $\rho = 47^{\circ}\,50'$, der Position der entsprechenden p-Fläche des Zwillingsindividuums

[1]) Kreutz l. c.

bezogen auf das erste die Werte $\varphi = 35^{\circ}\,29'$ und $\rho = 47^{\circ}\,47'$ zukommen. Es könnte darnach der Verdacht entstehen, daß die x-Flächen nur Teile von Zwillingslamellen seien. Dem gegenüber ist anzuführen, daß eine genaue Untersuchung der Flächen unter dem Mikroskope keine Anhaltspunkte für eine solche Annahme ergeben hat.

Von Braunit lagen ein loser Krystall und eine Anzahl von Drusen vor. Er bildet bis 2 *cm* große, oktaederähnliche Krystalle auf einer harten, psilomelanähnlichen Grundmasse. Die großen Krystalle sind meist mit rauhen Krusten bedeckt oder oberflächlich verändert und ließen eine Untersuchung nicht zu. Nur wo die Krystalle an körnigen Quarz grenzen, sind sie gut ausgebildet. Ein solches Stück zeigt eine Druse bis 0·5 *cm* großer Krystalle, die eine verhältnismäßig reiche Formentwicklung aufweisen. An ihnen wurden 13 Formen nachgewiesen, von denen 7, die durch Sternchen bezeichnet sind, für den Braunit neu sind. Sie haben in der Aufstellung, die Goldschmidt für seine Winkeltabellen gewählt hat, folgende Symbole:

c = (001)	r = (013)*	y = (133)	f = (121)*
a = (110)	e = (011)	v = (122)*	x = (131)
m = (010)	d = (111)*	w = (344)*	z = (353)*
	g = (153)*		

Eine Reihe von anderen neuen Formen lieferte der erwähnte Einzelkrystall. Da die Untersuchung an ihm noch nicht abgeschlossen ist und auch anderes Braunitmaterial, das mir Hussak freundlichst zur Verfügung gestellt hat, noch der Bearbeitung harrt, sollen Angaben über den brasilianischen Braunit erst später im Zusammenhang gegeben werden.

Von anderen Mineralien konnten folgende in Begleitung der Manganerze beobachtet werden:

Quarz, als Sternquarz ausgebildet, in ungefähr 8 *mm* großen, strahligen Kugeln in hartes Manganerz eingebettet.

Apatit als Begleiter von Hausmannit in kleinen, wasserhellen, dicken Tafeln. An einem 1 *mm* großen Kryställchen wurden durch Messung c = (0001), a = $(10\bar{1}0)$, b = $(11\bar{2}0)$, r = $(10\bar{1}2)$, x = $(10\bar{1}1)$, y = $(20\bar{2}1)$ und s = $(11\bar{2}1)$ nachgewiesen.

Hydrargillit? als dünne, weiße, feintraubige Kruste auf Pyrolusit, ferner der schon erwähnte

Atopit in Drusen schöner, glänzender, meist 2—3 *mm* großer, dunkelhoniggelber Oktaeder auf mulmigem Erz. Ein Stück, das mir nicht vorlag, zeigt nach brieflicher Mitteilung des Herrn Ingenieurs Hans R. v. Karabacek in Witkowitz, in dessen Besitz es sich befindet, fünf weingelbe, glänzende Oktaeder mit 0·5 *cm* Kantenlänge.

Endlich wurden als Begleiter von Braunit Pseudomorphosen eines Manganoxydes nach Krystallen von Calcit oder Dolomit beobachtet, die teils $(01\bar{1}2)$, teils $(10\bar{1}1)$ mit $(11\bar{2}0)$ zeigten.

Ausstellung: Arsen- und Schwefelarsen-Kiese.

Aussteller: Naturhistorisches Hofmuseum (HM), Prof. Kürschner (K), E. Veidl (V).

Domeykit.

Lake superior, Michigan; Ver. St. Derb, gelb angelaufen mit Quarz, Azurit und Chrysokolla (HM).

Mohawkit $(Cu\ Ni\ Co)_3\ As$.

Keweenew Co., Michigan, V. St. Derb, kompakt, bunt angelaufen (siehe Am. J. of sc. 1900, 10, pag. 439) (HM).

Whitneyit.

Haughton Co., Michigan, V. St. Derb, feinkörnig, gelblichbraun angelaufen. Gangstück mit Calcitsalbändern (HM).

Niccolit-Rotnickelkies.

Sangershausen, Thüringen. Druse ausgezeichneter Krystalle $(10\bar{1}1)$ untergeordnet (0001) mit Calcit auf Kupferschiefer (HM).

Smaltit-Speiskobalt.

Joachimsthal, Böhmen. Gruppe würfliger Krystalle mit Calcit (HM).

Schneeberg, Sachsen. Ausgezeichnete Krystalle auf Quarz, vorherrschend (100) mit (111) (210) (211); fiederartig (pseudomorph nach Wismut?) auf Quarz mit Calcit (HM); in gestrickten Formen mit Pyrargyrit und Calcit; Würfelchen im Kern zerstört in grauem Quarzhornfels mit Spuren von Wismut (K); — rechtwinklig gestrickte Formen und ein Stück Chelentit, schwammig, fein gestrickt, pfauenschweifig angelaufen (HM).

Annaberg, Sachsen. Kleine Gruppe (100) mit (111), (100) gerundet, (111) glatt auf Quarz (K).

Riechelsdorf, Hessen. Größere Krystalle (111) (100) mit Calcit und Baryt (K).

Chloanthit.

Lölling, Kärnten. Krystalle (100) (111), in zersetztem Siderit (HM).

Kobalitt-Kobaltglanz.

Håkansbo, Westmanland, Schweden. Loses ausgezeichnetes Pyritoeder (210) (HM).

Tunaberg, Schweden. Loser vollkommener Krystall, (100) pyritoedrisch gestreift mit (210); Krystall π (210) (100) (111) mit Kupferkies in Bergart (HM).

Gersdorffit-Nickelglanz.

Schladming, Steiermark. Gruppe dunkel angelaufener Krystalle (100) mit (111) (HM).

Lobenstein, Thüringen. Druse von Oktaedern mit (111) auf Siderit (HM).

Steinbach, Arnsberg, Westfalen. Feine Hohldrusen (100) (111) in Zellen derben Gersdorffits mit Gangquarz (HM).

Korynit-Arsen-Antimonnickelglanz.

Olsa in Kärnten. Kugeln, oberflächlich nierig, fasrig, mit Siderit aggregiert (HM).

Skutterudit-Tesseralkies.

Skutterud, Modum, Schweden. Teilkrystall mit guten Flächen (111) (110) (211) (310); ein Krystall wie vorhin mit einem Kobaltitkrystall verwachsen, lose (HM).

Löllingit-Arseneisen.

Lölling-Hüttenberg, Kärnten. Derbe Masse, blättrig-strahlig, schwach bunt angelaufen, an der Oberfläche kleine Hohldrusen von Skorodit (HM).

Arsenopyrit-Mißpickel.

Altenberg bei Neuberg, Steiermark. Großer Krystall (110) (012) gestreift in Grauwacke (HM).

Hoher Goldberg, Rauris, Salzburg. Kleine Krystalle, furchig geätzt, mit Pyrit, Chalkopyrit und Calcit als Ausfüllung zwischen Bergkrystallen auf derbem Quarz (HM).

Cziklowa, Banat. Großer Krystall und kleine Krystalle, Doma sattelförmig gekrümmt mit Kupferkies in körniger Calcitmasse (HM).

Orawicza-Banat. Dünn verteilte, radial gestellte blättrige Strahlen in großspatigem Calcit, auf einer Partie von Kies Spuren gediegen Goldes (K).

Freiberg, Sachsen. Kurzprismatischer Krystall in Gruppen, verzwillingt durch Juxtaposition nach (101) mit Kupferkies und zwei Generationen Calcit auf Quarz (V); Druse einfacher Krystalle, zum Teil gelb angelaufen; Gruppe großer sattelförmig gekrümmter Krystalle mit Calcit auf schwarzer Blende; große Gruppe hypoparalleler Krystalle mit Quarz und Siderit (HM).

Hohenstein, Sachsen. Druse nach dem Makrodoma gestreckter Krystalle (101) (014) (110), (101) tonnig gewölbt (HM).

Munzig bei Meißen, Sachsen. Aggregat parallel gestellter langsäuliger Krystalle, Prismenzone gezahnt, mit Quarz (HM).

Cornwall, England. Säuliger Einzelkrystall auf grünem Fluorit mit Quarz und Kupferkieskryställchen (HM).

Laurium, Griechenland. Schöne tafelige Zwillingsnetze nach (101) mit jüngerem skalenoedrischem Calcit und etwas Quarz auf einem Gemenge von Calcit und Mißpickel (HM).

Deloro, Hastings Co., Ontario, Canada. Schöne glänzende Zwillingskrystalle nach (110) in grobkörnigem Quarz (HM).

Danait-Kobaltarsenkies.

Suljtielma-Grube, Jakobsbakken, Norwegen. Zwei lose Krystalle (110) (011) (012) (HM).

Håkansboda, Schweden. 3 lose Krystalle, (110) (101) und 2 Brachydomen, darnach säulig gestreckt, ein Krystall annähernd von Oktaederhabitus, der dritte in der Prismenzone gezahnt (HM).

Glaukodot-Kobaltarsenkies.

Håkansbo, Schweden. Drei große lose Krystalle von Oktaederhabitus (110) (012) und Zwillinge nach (110) vom Spinelltypus (HM).

VII. Notizen.

Über die chemische Konstitution des Augits aus der Paschkopole bei Boreslau.

Die Ergebnisse der durch Herrn F. Hanusch ausgeführten chemischen Analyse des Augits aus der Flur Paschkopole bei Boreslau im böhmischen Mittelgebirge, welche mir seitens des Herrn Prof. Dr. J. Hibsch zur Verfügung gestellt worden sind, luden zu dem Versuche ein, die Konstitutionsformel dieses Augits zu berechnen.

Die chemische Zusammensetzung ist nach der Analyse von F. Hanusch folgende:

SiO_2	48·65
TiO_2	0·90
P_2O_5	0·00
SO_3	0·00
F	0·00
Al_2O_3	5·97
Fe_2O_3	0·00
FeO	4·71
MnO	0·28
CaO	23·48
MgO	14·80
K_2O	0·33
Na_2O	0·95
CO_2	0·00
H_2O chem. geb.	0·14
	100·21

Die Berechnung der Elemente aus diesen Oxyden ergab nachfolgende Werte. Bei dieser Berechnung wurde Ti zum Si, Mn zum Fe und K zum Na hinzugeschlagen.

		Auf 100 berechnet	
Si	23·44	Si	23·42
Al	3·16	Al	3·15
Fe	3·66	Fe	3·65
Ca	16·67	Ca	16·66
Mg	8·88	Mg	8·87
Na	0·71	Na	0·87
K	0·27	O	43·38
O	43·39		100·00
	100·18		

Für die Aufstellung der Konstitutionsformeln werden die vorhandenen Mengen in folgender Weise verteilt:

		$CaAl_2SiO_6$	$MgAl_2SiO_6$	$CaSiO_3$	$MgSiO_3$	$FeSiO_3$	$NaAlSi_2O_6$
Si . .	23·42	0·54	0·54	11·11	9·80	1·82	2·12
Al . .	3·15	1·06	1·06	—	—	—	1·02
Fe . .	3·65	—	—	—	—	3·65	—
Ca . .	16·66	0·78	—	15·88	—	—	—
Mg . .	8·87	—	0·46	—	8·40	—	—
Na . .	0·87	—	—	—	—	—	0·87
O . .	43·38	1·87	1·87	19·05	16·80	3·12	3·63
	100·00	4·25	3·93	46·51	35·00	8·59	7·64

Ausgegangen wurde bei dieser Berechnung von dem Molekül $NaAlSi_2O_6$, in welchem sämtliche Alkalien enthalten sind. Das in der Oxydulform vorhandene Eisen wurde in $FeSiO_3$ untergebracht. Zur Bildung von $NaAlSi_2O_6$ waren 1·02 Al notwendig; der Rest von Al verteilte sich auf $CaAl_2SiO_6$ und $MgAl_2SiO_6$; die dann noch übrigbleibenden Mengen von Mg und Ca wurden den Silikaten $MgSiO_3$ und $CaSiO_3$ zugewiesen.

Im Augit von der Paschkopole sind mithin enthalten:

$NaAlSi_2O_6$ . . . . . 7·22%
$MgAl_2SiO_6$ . . . . . 3·71%
$CaAl_2SiO_6$ . . . . . 4·01%
$FeSiO_3$ . . . . . 8·11%
$MgSiO_3$ . . . . . 33·04%
$CaSiO_3$ . . . . . 43·91%

Durch Bestimmung der Quotienten aus den vorhandenen Prozentzahlen und den Molekulargewichten der entsprechenden Moleküle erhält man nachfolgende Formel:

$$2\,NaAlSi_2O_6 . CaAl_2SiO_6 . MgAl_2SiO_6 . 3\,FeSiO_3 . 18\,MgSiO_3 . 21\,CaSiO_3.$$

In unserem Augit überwiegen demnach die Silikate des Diopsids und des Hedenbergits. Dann verdient der Gehalt an Alkalien hervorgehoben zu werden, welcher bedingt, daß in der Konstitutionsformel das Silikat $Na(K)AlSi_2O_6$ in beträchtlicher Menge erscheint.

Die Bestimmung des spezifischen Gewichtes der ganzen Krystalle ergab die Zahl 2·746. Für die Bestimmung wurden kleine, möglichst frische Krystalle verwendet. Das auffallend niedrige spezifische Gewicht von 2·746 ist zuzuschreiben den Verunreinigungen, die in Form von Schlacken und Zeolithen von den Krystallen eingeschlossen werden. Um das spezifische Gewicht des reinen Augits zu erhalten, wurden frische Krystalle zerkleinert und unter dem Präpariermikroskope vollkommen frische und einschlußfreie Körnchen ausgelesen. Es konnte so für die reine Augitsubstanz das spezifische Gewicht mit 3·149 bestimmt werden.

Im Basalttuff von Lukow kommen bekanntlich schöne Hornblendekrystalle vor, die nach einer Analyse von F. Hanusch folgende Zusammensetzung haben (Prof. Dr. J. E. Hibsch, Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges, Blatt XI, Kostenblatt-Milleschau. Diese Mitteil. XXIV, pag. 271):

SiO_2	39·60
TiO_2	2·50
F	0·10
Al_2O_3	18·51
Fe_2O_3	5·50
FeO	2·26
MnO	0·74
CaO	12·57
MgO	14·11
K_2O	1·87
Na_2O	2·58
H_2O chem. geb.	0·26
CO_2	0·07
	100·67

Das spezifische Gewicht der ganzen Hornblendekrystalle betrug 3·206. Nach der Reinigung des Pulvers, die auf dieselbe Weise vorgenommen wurde wie beim Augit, konnte die Zahl 3·221 für reine Hornblende erhalten werden. Das spezifische Gewicht wurde in beiden Fällen mit Hilfe des Pyknometers bestimmt.

Tetschen-Liebwerd, im März 1908. Julius Hampel.

Aktinolith als sekundäre Bildung.

Eine Pseudomorphose von ungewöhnlichen Dimensionen mit der Fundortangabe Kragerö in Norwegen aus der Sammlung des mineralogisch-petrographischen Institutes der Wiener Universität wurde mir zur Untersuchung übergeben. Die Pseudomorphose ist säulenförmig und hat eine Länge von 12 *cm* bei 8 *cm* größtem Durchmesser. Nur die Prismenzone ist ausgebildet und zeigt die Flächen (100), (110), (010). Die Enden sind abgebrochen. Der Winkel 100 : 110 von ungefähr $46^1/_2{}^\circ$ entspricht dem Augitprisma. Die Flächen sind matt und stellenweise etwas eingefallen.

Das neugebildete Mineral ist größtenteils Aktinolith, der sich optisch und in den übrigen Eigenschaften wie jener vom Zillertal verhält. Er tritt in zweierlei Ausbildung auf, indem er in geringen Mengen dunkelgrüne parallelstengelige oder wenig divergierende Bündel von glänzenden Prismen bildet, meist aber graugrüne, parallelfaserige Aggregate darstellt, deren Fasern oft der Längsachse der Pseudomorphose parallel gelagert sind. Auch radialfaserige Bündel werden beobachtet.

Im Querbruche ist sowohl durch den stengeligen als durch den faserigen Aktinolith die ehemalige Absonderung parallel 100 markiert. Makroskopisch und mikroskopisch werden zwischen den Stengeln des Aktinoliths hie und da kleine Körnchen von Quarz, in den faserigen Anteilen aber sehr geringe Mengen dunkelgrüner Blättchen, die nach dem optischen Verhalten dem Klinochlor zugehören, endlich in einzelnen sehr feinen Adern körniger Calcit beobachtet. Die Menge dieser Begleiter schätze ich nicht höher als auf 5%.

Das ursprüngliche Mineral kann Enstatit oder Diopsid gewesen sein. Da indes die Aktinolithbildung nach Augit respektive Diopsid eine weit verbreitete

Erscheinung ist, so kann es wohl kaum einem Zweifel unterliegen, daß auch hier eine Pseudomorphose von Aktinolith nach Diopsid vorliegt, wie solche schon öfter beschrieben wurden.[1])

Um die Neubildung chemisch zu charakterisieren, wurde eine Probe des feinfaserigen Anteiles, die frei von Calcit erschien, der Analyse unterworfen. Die Dichte wurde zu 3·059 bestimmt und die Zusammensetzung unter I gefunden. Zum Vergleich ist unter II die von F. C. Stanley ausgeführte Analyse eines großen reinen Aktinolithkrystalles von Kragerö angeführt.

	I	II
SiO_2	54·42	51·85
TiO_2	—	1·26
Al_2O_3	1·48	4·36
Fe_2O_3	1·96	2·58
FeO	8·18	5·46
MnO	—	0·35
MgO	17·86	19·48
CaO	12·76	10·60
K_2O	0·59	0·35
Na_2O	0·77	2·15
H_2O	2·03	1·21
F	—	0·46
	100·05	100·11
Sp. G.	3·059	3·137

Da die Pseudomorphose nicht aus reinem Aktinolith besteht, die Bildungsweise der beiden Minerale verschieden und auch die Fundstelle nicht die gleiche sein dürfte, so ist der Unterschied in der Zusammensetzung wohl erklärlich.

Silvia Hillebrand.

---

[1]) Vgl. Blum, Pseudomorphosen, III. Nachtrag, pag. 156.

VIII. Literatur.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

Aloisi P.: Rocce del Mt. Orello (Elba). — Atti della Soc. Tosc. di Sc. Nat. res. in Pisa, Memorie, Vol. XXIII. Pisa 1907.

Derselbe: Adamina di Mt. Valerio (Campiglia marittima). — Proc. verb. della Soc. Tosc. di Sc. Nat., Nov. 1907. Pisa 1907.

Baumgärtel B.: Über Quarzinjektionen in der Umgebung der vogtländischen westerzgebirgischen Granitmassive. — Zentralbl. f. Min. etc., 1907, Nr. 23. Stuttgart 1907.

Canaval R.: Zur Kenntnis der Goldzecher Erzgänge. — Carinthia, II, Nr. 5 u. 6, 1906. Klagenfurt 1906.

Cayeux L.: Les turbes immergées de la côte Bretonne dans la région de Plougasnou-Primel (Finistère). — Bull. d. l. soc. géol. de France. 4. Sér., Tom. VI. Paris 1906.

Derselbe: Fixité du niveau de la Mediterranée à l'époque historique. — Ann. de Géographie. Tome XVI, Nr. 86. Paris 1907.

Dalmer K.: Über ein neues Unterscheidungsmerkmal zwischen Granit und Gneis. — Zentralbl. f. Min. etc., Jahrg. 1907, Nr. 20, pag. 613—615.

Geyer G.: Die Aufschließungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. — Denkschr. d. m.-n. Kl. d. kais. Ak. d. Wiss. in Wien, Bd. LXXXII, 1907.

Königsberger J.: Normale und anormale Werte der geothermischen Tiefenstufe. — Zentralbl. f. Min. etc., 1907, Nr. 22. Stuttgart 1907.

Luczizky W.: Die petrographische Untersuchung der krystallinischen Gesteine aus dem bayrischen Walde. — Mémoires de la Soc. des Naturalistes de Kieff, Tom. XX. Kieff 1907.

Merriam J. and W. Sinclair: Tertiary Faunas of the John Day Region. — Un. of Calif. Publ. Bull. of the Dep. of Geol., Vol. V, Nr. 11, pag. 171—205. Berkeley 1907.

Nathorst A. G.: Über Dictyophyllum und Camptopteris spiralis. — Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar, Bd. XLI, Nr. 5. Upsala und Stockholm 1906.

Derselbe: Über Thaumatopteris Schenki Nath. — Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar, Bd. XLII, Nr. 3. Upsala und Stockholm 1906.

Derselbe: Paläontologische Mitteilungen 1 und 2. — Kunigl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar. Bd. XLII, Nr. 5. Upsala und Stockholm 1907.

Derselbe: Bemerkungen über Clathopteris meniscioides Brongniart und Rhizomopteris cruciata Nathorst. — Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar, Bd. XLI, Nr. 2. Upsala und Stockholm 1906.

Redlich K. A.: Die Eisensteinbergbaue der Umgebung von Payerbach-Reichenau. — Bergbaue Steiermarks VIII. Leoben 1907.

Salomon W.: Die Entstehung der Sericitschiefer i. d. Val Camonica (Lombardei). — Ber. üb. d. XL. Vers. d. Oberrhein. geol. Vereins zu Lindau 1907.

Schmut J.: Die Berghoheit der Herren von Liechtenstein im Landgericht Murau. — Bergbaue Steiermarks VII. Leoben 1905.

Seemann F.: Petrographischer Teil der Ergebnisse einer naturwissenschaftl. Reise zum Erdschias-Dagh (Kleinasien). — Annal. d. k. k. naturhist. Hofmuseums, Bd. XXI, 3. u. 4. Heft. Wien 1907.

Sommerfeldt E.: Über triboluminescente Zinkblende. Ber. üb. d. XXXIX. Vers. d. Oberrhein. geol. Ver. zu Wörth a. S. 1906.

Derselbe: Über den Ursprung des Ammoniaks der Laven. — Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. LIX, 1907, Nr. 8/9.

Steinmann G.: Alpen und Apennin. — Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. LIX, 1907, Nr. 8/9.

Derselbe: Über Gesteinsverknetungen. — N. Jahrb. f. Min. etc., Festbd. 1907. Stuttgart 1907.

Sueß E.: Über Einzelheiten in der Beschaffenheit einiger Himmelskörper. — Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss in Wien, m.-n. Kl., Bd. CXVI, Abt. 1, Okt. 1907. Wien 1907.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Agamennone G.: Sopra un tipo di sismografo a pendoli orizzontali. — Boll. della Soc. Sism. Ital. Vol. XII. Modena 1908.

Bascom F. und Goldschmidt V.: Anhydritzwilling von Aussee. — Zeitschr. f. Kryst. usw. Bd. XLIV, 1. Heft, 2 Fig. Leipzig 1907.

Beckenkamp J.: Über die Monoxyde und Monosulfide der Elemente der zweiten Gruppe und über einige Oxyde und Sulfide von Elementen anderer Gruppen des periodischen Systems. — Zeitschr. f. Kryst. usw. XLIV, 3. Heft. Leipzig 1908.

Bruckmoser J.: Harmotom und Titanit. (7. Mitt. üb. d. Darstellung d. Kieselsäuren.) — Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien., math.-nat. Kl., Bd. CXVI, Abt. 1, Nov. 1907. Wien 1907.

Goldschmidt V.: Über Grenz- und Ultrafunktionen. — Annal. d. Naturphilosophie. Bd. VI. Leipzig 1907.

Greiner E.: Über die Abhängigkeit der Viskosität in Silikatschmelzen von ihrer chemischen Zusammensetzung. (Inaug.-Diss.) Jena (Vopelius) 1907.

Jaroš Z.: Beiträge zur Morphologie des böhmischen Antimonites. (Resümee des böhmischen Textes.) — Bull. intern. de l'Acad. des sc. de Bohême. Prag 1907.

Leiss C.: Ein neues Mikroskopmodell Ia. für mineralogische und petrographische Studien. — Zeitschr. f. Krystall. usw. XLIV, 3. Heft. Leipzig 1908.

Lewis W. J.: On some twins of calcite; and on a simple method of drawing crystals of calcite and other rhombohedral crystals, and of deducing the relations of their symbols. — Min. Magaz., April 1908, Vol. XV, Nr. 68.

Loczka J.: Über Mineralchemie. — Ann. musei nation. Hungar., V, 1907.

Morozewiecz J.: Über die chem. Zusammensetzung des Nephelins. — Bull. de l'acad. d. sc. de Cracovie. Cl. math.-nat., Okt. 1907.

Derselbe: Über die Methode der Trennung des Kaliums vom Natrium als Chloroplatinate. — Bull. de l'acad. d. sc. de Cracovie. Cl. math.-nat., Nov. 1906.

Novarro L. F.: Datos cristallográphicos de la Auricalcita. — Bol. de la Real Soc. Espăn. de Hist. Nat., Febr. 1908.

Prinz W.: Les oxydes de titane et autres produits d'altération de quelques roches du Brabant suivi de remarques sur le dynamométamorphism. — Bull. de la Soc. belge de Géol. etc., t. XXI, 1907. Mém. Bruxelles 1907.

Schwab F.: Die meteorologischen Beobachtungen des oberstschiffämtlichen Forstmeisters Simon Witsch zu Grünau in Oberösterreich 1819—1838. Linz (Ak. kath. Preßver.-Druckerei) 1907.

Schwarzmann M.: Sammlungsmikroskope für Mineraliensammlungen. — Zentralbl. f. Min. etc., Jahrg. 1907, Nr. 20. Stuttgart 1907.

Tschermak G.: Über die Darstellung der Kieselsäuren. — Zentralbl. f. Min. etc., Jahrg. 1908, Nr. 8. Stuttgart 1908.

Wahl W.: Analogien zu den Gliedern der Pyroxen- und Feldspatgruppen und über die Perthitstrukturen. — Finska Vetenskaps Soc. Förhandlingar, L, 1906—1907, Nr. 2. Helsingfors 1908.

Weber M.: Einführung in die Krystalloptik. 34 Fig. München 1908. (Lindaurscher Verl.)

White W. P.: Potentiometer Installation especially for High Temperature and Thermometric Work. — Phys. Review, Vol. XXV, Nr. 5, 1907.

Mineralogie.

Bauer M.: Beitrag zur Kenntnis des Laterits, insbesonders dessen von Madagaskar. — N. Jahrb. f. Min. etc. Festbd. 1907. Stuttgart 1907.

Böggild O. B.: Struvit fra Limfjorden Meddelelser fra Dansk geol. Forening Nr. 13. Kobenhavn 1907.

Derselbe: On Gyrolitefr om Greenland. — Meddelelser om Grönland. Vol. XXXIV. Kopenhagen 1908.

Hussak E.: Über Hussakit. — Zentralbl. f. Min. etc. Jahrg. 1907, Nr. 17, pag. 533 bis 536. Stuttgart 1907.

Neuwirth V.: Die Kontaktminerale von Blanda in Mähren. — Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums. VII. 2. Heft. 1 Fig. Brünn 1907.

Plzák F. und Rosický V.: Über Fichtelit von Borkovic in Böhmen. — Zeitschr. f. Kryst. usw. XLIV. 4. u. 5. Heft. Leipzig 1908.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie. in Wien.

IX. Über krystalline Schiefer aus dem Las Animas Canyon südlich von Silverton, Col.

Von G. Berg in Berlin.

(Mit 1 Textfigur.)

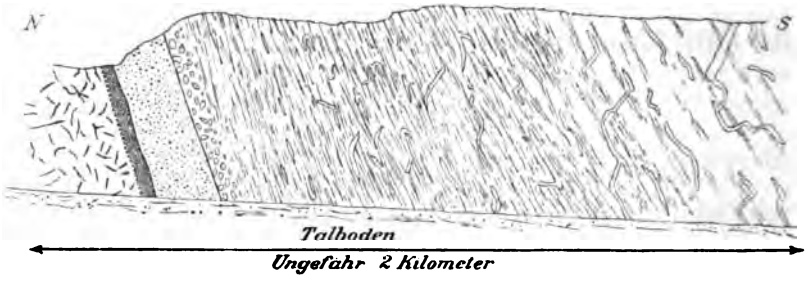
In dem großen Gebirgskomplex der San Juan Mts., im südwestlichen Teile des Staates Colorado, der die Grubenorte Telluride, Rico, Silverton, Ouray u. a. m. umschließt, liegt südlich von Silverton die Bergkette der Needle Mts., die vom Las Animas River in einem tiefen, schmalen Tale durchbrochen wird.

Die Berge bestehen in ihrem Grundstock aus einem System von archäischen Schiefern und präkambrischen Graniten, welche von algonkischen Quarziten und Konglomeraten überlagert werden. Im Westen und Süden legen sich über das Ganze in wenig gestörter Lagerung mehrfach devonische und karbonische Sedimente. Im Norden und Westen von Silverton liegen die älteren Schichten fast völlig unter tertiären Tuffen und Eruptivdecken begraben. Bei Silverton wird das ältere Grundgebirge durch einen Quarzmonzonitstock, vermutlich tertiären Alters, durchbrochen.

Ein Besuch des Bergstädtchens Silverton im August 1906 gab dem Verfasser Gelegenheit, den nördlichen Teil des Las Animas Canyons zu besuchen und die dortigen krystallinen Schiefer, welche die prachtvollsten Injektionserscheinungen erkennen lassen, eingehender zu studieren.

Der Quarzmonzonitstock scheint an seinem Salband von einem schmalen Streifen porphyritischen Gesteines eingefaßt zu sein, falls nicht etwa die im Abhangsschutt an der Grenze des Monzonites gefundenen Porphyritstücke von einem weiter oben am Berg hinstreichenden Ergußgestein abgerollt sein sollten. Von den krystallini-

schen Schiefern ist er durch eine an 100 *m* mächtige Masse von weißem brecciösen Quarzgestein getrennt. Darauf folgt eine etwa 20 *m* mächtige Breccie aus Schieferbrocken bestehend, an welche sich Amphibolite und Glimmerschiefer schließen, die von Quarz in konkordanten Schmitzen reichlich durchtränkt sind. Weiterhin gesellen sich zu den spärlicher werdenden Quarzschmitzen Linsen und Lagen von Aplit. Diese führen ebenso wie die Quarzschmitzen zum Teil reichlich Turmalin.



Die nächste Zone, etwa $^1/_2$ *km* vom Beginn der krystallinen Schiefer entfernt, ist ausgezeichnet durch schmale Gänge von Pegmatit, zum Teil auch Quarzgänge, die in den regellosesten Formen das Gestein durchziehen. Die Schiefer nehmen dabei lagenweise ein grobkrystallineres, gneisartiges Gefüge an. Von der Verladestelle der King-Mine an werden dann diese Gneiseinlagerungen immer häufiger und gehen bisweilen durch Zurücktreten der Flaserung in eigentliche Granite über; man findet aber überall noch reichliche schmale Linsen und kurze Lager von schwarzen, feinkörnigen Schiefern und die Pegmatitgänge durchsetzen diese Gneise samt ihren Schieferlagen genau so wie die Gesteine der vorhergehenden Zone.

Der Quarzmonzonit ist ein mittelkörniges Gestein von granitischem Gefüge, welches aus weißen, zum Teil etwas bläulichen Feldspaten, wenig Quarz, Biotit, Augit und Hornblende besteht. Mehrfach ist es reichlich mit Pyrit imprägniert, und da alle Erzgänge der Gegend (Goldsilbergänge vom Typus Grüner Gang zu Schemnitz) in auffälliger Weise auf die Umgebung dieses Gesteines beschränkt sind, so wird man wohl nicht fehl gehen, wenn man ihn als den „Erzbringer" des Revieres betrachtet. U. d. M. waltet bei weitem am meisten der

Plagioklas vor. Es ist ein Labrador-Oligoklas, der häufig eine doppelte Zwillingslamellierung nach dem Albit- und Periklingesetz erkennen läßt. Der Orthoklas tritt hinter dem Plagioklas etwas zurück, obwohl auch er reichlich zugegen ist. Quarz bildet nur ausnahmsweise größere selbständige Individuen. Meist füllt er nur die Zwickel zwischen den anderen Gemengteilen aus und auch in diesen tritt er nur in unregelmäßig granophyrischer Verwachsung mit Orthoklas auf. An dunklen Gemengteilen ist besonders ein Biotit zu erwähnen mit hellbraun bis dunkelbraun pleochroitischen Farben. Daneben findet sich ein sehr blasser, graugrüner Augit. Dieser muß einer der ältesten Gemengteile sein, da er in dem ebenfalls meist völlig automorphen Plagioklas öfters eingeschlossen erscheint. Zwillinge des Augites nach (100) sind häufig. Randlich geht er oft in eine sekundäre Hornblende über, die zum Teil den Augit fast vollkommen ersetzt, so daß nur ein kleiner Augitkern noch übrig geblieben ist. Hornblende von zweifellos primärer Entstehung wurde nirgends beobachtet. Kleine Magnetitkörnchen umschwärmen oft in größerer Menge die Biotite. Pyrit findet sich hier und da in scharf umgrenzten Krystallen. Epidotkörner sind am äußeren Rande der Biotite und der Hornblenden eine sehr gewöhnliche Erscheinung, zwischen die Spaltrisse der letzteren ist auch Chlorit häufig hineingewuchert. Die Orthoklase sind oft von Serizitflitterchen durchsetzt und stellenweise vollkommen in ein Serizitaggregat umgewandelt.

Der körnige Quarzit, der sich zwischen Monzonit und Schiefer einschiebt, ist brecciös, und hat offenbar durch sekundäre Verkieselung seine jetzige Festigkeit erhalten. Blaßgrüne Flecke lassen auf eine Durchstäubung mit Epidot schließen, ein Aufbrausen mit Salzsäure, welches stellenweise in die Erscheinung tritt, zeigt das Vorhandensein von Kalkspat. Längs schmalen Klüften sind Lagen dunkelbraunen Granates ausgeschieden, die wie die Wurzeln eines Baumes in kleinen Trümchen seitlich in das Quarzgestein eindringen. U. d. M. gewahrt man scharf eckige Quarzkörner, die durch einen feinkörnigen Kitt von feinstem Quarzstaub, Epidot und Kalkspat zusammengehalten werden. Auch etwas Zoisit beteiligt sich an dieser Grundmasse. Stellenweise ist das Zement der Quarzbrocken mehr serizitisch und dieser feinschuppige Serizit ist hier und da zu gröber individualisierten Blättern, zu Muskoviten, auskrystallisiert, die dann von den kleinen Quarzen siebartig durchlöchert werden. In der

Nachbarschaft der erwähnten granaterfüllten Klüfte ist das gesamte Grundgewebe durch Granat (im Dünnschliff farblos) ersetzt. Bisweilen findet man kleine Klumpen von wirr angeordneten Titanitsäulchen mit einem dunklen Kern, der offenbar den Rest eines titanhaltigen Eisenerzes darstellt. Die Enden der Titanitsäulchen spießen meist ein kleines Stück in die benachbarten Quarze hinein. An den Quarzbröckchen sind geringe Wirkungen späterer dynamischer Beanspruchungen (Zerbrechungen, undulöse Auslöschung) nicht selten zu sehen.

Die Schieferbreccie besteht aus scharfeckigen, etwa pflaumen- bis kirschengroßen Bruchstücken von ziemlich grobkrystallinem Amphibolit, welche durch eine dunkelgraugrüne, schuppige, fast kryptokrystalline Grundmasse verkittet sind. U. d. M. bestehen die Schiefer teils aus Quarz + Hornblende, teils aus Quarz + Feldpat + Hornblende. Die Hornblende ist entweder großindividualisiert oder sie bildet einen wirren Filz feinster Nädelchen. Stets ist ihr Chlorit in beträchtlicher Menge beigemischt. Das Zement ist deutlich mikrobrecciös, kleine Schiefersplitterchen sind von einem schmutziggrünen Filz von Hornblendefasern, Eisenoxyd, Epidot und Chlorit zusammengehalten. Hier und da ist das Ganze von feinen Trümchen neugebildeter Hornblende durchzogen. Diese unterscheidet sich nicht wesentlich von der primären in den Schiefern. Beide haben nur schwachen Pleochroismus zwischen Hellbläulichgrün und Gelbgrün und 18° maximale Auslöschungsschiefe.

Die Hauptmasse der krystallinen Schiefer besteht aus Glimmerschiefern mit wechselndem Quarz- und Feldspatgehalt, die bald durch Zurücktreten des Quarzes dunkel, glimmerreich und schuppig, bald durch Hervortreten desselben hell, quarzitisch und massig erscheinen. Der Glimmer ist stets ein dunkelgrüner Biotit, der meist stark von parallel eingelagertem Chlorit durchwachsen ist. Bisweilen überwiegt dieser hellere, weniger pleochroitische und weniger doppeltbrechende Chlorit so sehr, daß eigentliche Chloritschiefer entstehen. Stets ist der Biotit von kleinen Magnetitkörnchen begleitet. Der gewöhnliche Feldspat ist Orthoklas, Plagioklas (Albit) tritt sehr zurück. Die Quarzkörner sind, wo sie sich berühren, stark miteinander verzahnt. Oft findet man in ihnen kleine scheibchenförmige Biotite. Epidot ist als Begleiter des Biotits, besonders dort, wo dieser stark chloritisiert ist, sehr gewöhnlich. Von großem Interesse sind querdurchsetzende Epidottrümmer, die durch nachfolgende Krystallisationsschieferung dem

Verbande des Schiefers einverleibt sind. Man findet größere Epidotkörner, die nur geringe Spuren automorpher Begrenzung zeigen und von den anderen Mineralien wie normale Gemengteile des Schiefers umschmiegt werden, die aber dabei in dichtgedrängten Reihen quer zur Schieferung angeordnet sind. Bemerkenswert ist auch eine kleine (etwa $^1/_2$ *cm* lange) linsenförmige Masse in einem quarzitischen Schiefer, die innen aus Kalkspat mit eingewachsenen fächerförmigen Aggregaten und dicktafeligen Krystallen von Chlorit besteht. Nach außen ist sie von einer besonders epidotreichen Schieferzone umgeben, in welcher der Epidot in schilfigen, in der Prismenzone scharf automorphen Krystallen auftritt. Scharfeckige Krystalle von Pyrit finden sich allenthalben. Die nie fehlenden Apatite sind bald kleine Säulchen, bald gerundete Körner.

Zur Gruppe der Schiefer und nicht zu derjenigen der Gneise gehört auch wohl ein „Zweiglimmergneis", der ganz andere Struktur als die später zu besprechenden Granitgneise hat und sehr an gewisse „Paragneise" erinnert. Mineralogisch zeichnet ihn das Vorkommen vereinzelter mikroskopischer Granatkörner aus. Sein schmutzigbrauner bis dunkelgrüner Biotit bildet kurze Tafeln, sein Muskovit hat unregelmäßig buchtige Querschnitte. Mehrfach sind beide Glimmer parallel miteinander verwachsen. Epidot in bisweilen etwas skeletthaften Individuen ist oft zugegen.

Die Amphibolite wurden zum Teil schon bei Beschreibung der Breccie geschildert. Sie bestehen meist aus Hornblende, Feldspat und Quarz, wobei der Quarz die Hauptmasse des Gesteins ausmacht. Der Feldspat ist meist Orthoklas, seltener Plagioklas. Die Hornblende ist die jüngste Bildung, da sie von Einschlüssen der anderen Gemengteile oft siebartig durchlöchert wird. Die Parallelstruktur ist in diesen Gesteinen meist nicht sehr ausgeprägt und wird nur durch eine streifenweise Verteilung der Hornblende bedingt. Vereinzelt ist daneben auch brauner Biotit vorhanden. Epidot und Chlorit als Umsetzungsprodukte der Hornblende sind sehr gewöhnlich. Kleine Apatitkörnchen finden sich fast überall. Eine der Gesteinsproben zeigte reichlich eingestreut blaßrote, fast farblose Granatkörner.

Wie schon erwähnt wurde, sind die Schiefer von kleinen Quarzschmitzen und Aplitlinsen reichlich durchsetzt. Beide liegen stets völlig parallel der Schieferung und beide sind ausgezeichnet durch das gelegentliche Auftreten von Turmalin in zarten konzentrisch

strahligen Aggregaten. Die Quarzschmitzen sind stellenweise so dicht gedrängt, daß der Schiefer förmlich „in Quarz aufgeweicht" erscheint. Bemerkenswert ist aber, daß die Schieferlagen zwischen diesen Quarzschmitzen nicht etwa verkieselt sind, sondern sich durch einen etwas höheren Biotitgehalt auszeichnen. Dieselben grünen Biotite finden sich auch gelegentlich im Quarz der Schmitzen und keinerlei Druck- oder Stauchungserscheinungen sind an den Quarzen oder Glimmern zu sehen. Die Injektion und die Umbildung zu krystallinen Schiefern muß gleichzeitig erfolgt sein. Auch die vereinzelten Glimmerblättchen in den Quarzschmitzen liegen $\| \sigma$ (Ebene der Schieferung), d. h. die Quarzschmitzen sind, so wie sie jetzt vorliegen, Bestandteile und nicht fremdartige Einschlüsse im Schiefer: sie sind eingedrungen und mit der Umgebung zusammen krystallines parallelstruiertes Gestein geworden.

Ähnliches gilt von der geringen Schieferung, die bisweilen in den turmalinführenden Apliten auftritt, obwohl diese meist fast gar keine Parallelstruktur erkennen lassen und dadurch den Schiefern fremd gegenüberstehen. Die Turmalinnädelchen finden sich in ihnen in zarten Garben und Rosetten, welche, von einem Punkte ausstrahlend, wie krankhafte Bildungen in das Gestein hineinwuchern, wobei sie besonders den Orthoklas oft vollständig verdrängen. Die pleochroitischen Farben der Turmalinsäulchen sind lichtbraun und dunkelblaugrau, oft ist die Färbung etwas fleckig verteilt. Muskovittäfelchen finden sich nur sehr vereinzelt. Biotit fehlt vollkommen. Neben Orthoklas und Quarz ist auch etwas Mikroklin vorhanden. Bemerkenswert sind zahlreiche winzige Flüssigkeitseinschlüsse mit Libelle und Krystall, die sich im Quarze finden. Apatit und Zirkon kommen in kleinen Körnchen mehrfach im Gestein vor.

Bisweilen sind die aplitischen Injektionen nicht lang schmitzenförmig, sondern sie bilden im Querschnitt kurze und breite, plumpe Linsen von etwa 4 *cm* Länge und 1 *cm* Höhe. Eine solche kleine Linse besteht außen aus einem Gemenge von viel weißem Quarz mit etwas fleischrotem Feldspat ohne Glimmer, innen aus einem Gemenge von bläulichem Quarz mit sehr feinschuppigem, schwarzen Biotit und Epidot.

Streng unterschieden von den Aplitschmitzen sind die Pegmatitgänge, die aus Quarz mit viel fleischrotem Feldspat in unregel-

mäßiger Verwachsung, ohne eigentliche Pegmatitstruktur, bestehen. Sie sind selten mehr als 2—3 *cm* mächtig, haben einen unregelmäßigen Verlauf und verästeln sich öfters. Häufig laufen sogar die Äste netzförmig auseinander, um sich bald wieder zu vereinigen. Zur Schieferungsrichtung stehen sie in keinem gesetzmäßigen Verhältnis, und wenn sie auch oft eine Strecke weit $\| \sigma$ verlaufen, so biegen sie doch meistens bald wieder in eine querschlägige Richtung um und durchsetzen ohne Wahl die Schiefer wie die Aplitschmitzen und die später zu besprechenden Gneislagen. Ähnlich wie die Pegmatite verhalten sich gewisse Trümer, die von Quarz und Eisenglanzblättern erfüllt sind. Eine Anzahl mächtigerer Quarzgänge, die bei geradlinigem Verlauf mit Quarzkrystallen erfüllt sind, welche ganz regelmäßig beiderseits senkrecht auf den Salbändern stehen, sind sicherlich jüngerer Entstehung.

Die Gneise sind teils von rötlicher, teils von grauer Farbe. Ihrer Textur nach sind sie langflaserig und oft linearparallel gestreckt. Reichlich finden sich in ihnen dunklere, feinkörnige Lagen, die sich oft vom normalen Gneis nicht durch ihren Mineralbestand, sondern nur durch feineres Korn und größeren Reichtum an Biotit auszeichnen. Kataklastische Strukturen kommen nicht vor, es liegt also entweder rein primäre Streckung oder vollkommene Krystallisationsschieferung vor.

Der Quarz überwiegt in den Gneisen oft die Feldspate beträchtlich an Menge. Er zeigt keinerlei Druckwirkungen und ist mit dem Feldspat oft in unregelmäßigen, myrmekitischen Aggregaten verwachsen. Öfters zeigen sich auch u. d. M. vereinzelte eirunde Einschlüsse von Quarz im Feldspat. Der Orthoklas, als der weitaus häufigste Feldspat, ist oft von einer großen Menge feinster Muskovitflitterchen durchstäubt oder von ihnen getrübt. Teilweise ist er auch vollkommen serizitisiert. Schmale einflußfreie und glasklare Randzonen vieler Orthoklase müssen wohl als später neugebildete, regenerierte Feldspatsubstanz aufgefaßt werden. Manche Feldspate weisen eine zarte Mikroklinstruktur auf; da aber diese Struktur durch immer Feinerwerden der Zeichnung in normalen Orthoklas übergeht, in welchem sie nur einige unregelmäßige Partien bildet, so ist wohl eher an eine mikroklinartige Orthoklaszwillingsbildung als an eigentlichen Mikroklin zu denken. Ein saurer Plagioklas beteiligt sich in wechselnden Mengen am Aufbau der Gneise.

Biotit, der meist nur in ziemlich kleinen Täfelchen, aber stets streng || σ gelagert auftritt, ist von dunkelolivbrauner Farbe, doch kommen auch hellere, eigentlich grüne Blättchen vor, die oft mit den dunkleren lagenweise || 001 verwachsen sind. Außerdem sind auch mehrfach sekundäre Chloritblättchen dem Biotit zwischengelagert. Muskovite, meist in unregelmäßig zackigen Querschnitten, finden sich häufig. Bisweilen lagern sie sich in paralleler Orientierung an die Biotittäfelchen an, sind dann aber stets durch eine rote Eisenoxydhaut von jenen getrennt. Kleine Körnchen von Zirkon und Apatit sind überall zu finden.

In ihrer Gesamtheit ist die hier besprochene Reihe krystalliner Schiefer gekennzeichnet einesteils durch den gänzlichen Mangel eigentlicher Kontaktmineralien trotz der weitgehenden Intrusion granitischer Gesteinsmassen in ältere, wahrscheinlich zumeist sedimentogene Schiefer, andernteils durch das starke, fast vollkommene Zurücktreten sichtbarer Wirkungen des Gebirgsdruckes trotz hochgradiger Parallelstruktur der einzelnen Gesteinsarten. Es muß also der jetzige Strukturzustand entweder bereits während der Injektion vollkommen erreicht worden sein (durch primäre Streckung der granitischen und vollkommene Neukrystallisation der älteren, schiefrigen Bestandteile) oder eine spätere Umformung muß einzig auf dem Wege reiner Krystallisationsschieferung ohne gewaltsame dynamische Einwirkungen erfolgt sein. Offenbar ist die Hauptwirkung dem erstgenannten Prozesse zuzuschreiben. Hierfür spricht vor allem die unveränderte Erhaltung der Pegmatitgänge, die doch als Bildungen aufzufassen sind, welche der Erkaltung des intrudierenden Magmas unmittelbar folgten. Einzelheiten (z. B. die einkrystallisierten Epidottrümmer) lassen aber erkennen, daß auch lokal spätere Umformungen durch Krystallisationsschieferung stattgefunden haben. Das hohe Alter der Granitintrusionen (frühpräkambrisch) läßt denn auch derartige nachträgliche Umsetzungen sehr erklärlich erscheinen.

Berlin, den 8. Dezember 1907.

X. Über die Bedeutung der Skiodromen für die Krystalloptik.

Von **Ernst Sommerfeldt** in Tübingen.

(Mit 3 Textfiguren.)

I. Schnitt der sphärischen Geschwindigkeitskurven mit der Ebene der optischen Achsen.

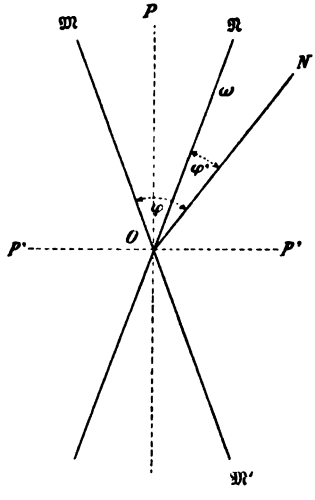
Bekanntlich hat F. Becke[1]) eine sehr anschauliche Methode zur Ableitung derjenigen optischen Eigenschaften der Krystalle angegeben, welche für die Petrographie besonders wichtig sind. Es geht diese Methode von den sphärischen Kegelschnitten aus, welche auf einer Konstruktionskugel durch die sogenannten Geschwindigkeitskegel abgeschnitten werden, d. h. durch diejenigen beiden Kegelscharen, welche die primären optischen Achsen konfokal umlagern und die geometrischen Orte für die Richtungen konstanter Lichtwellengeschwindigkeit bilden.

Die eine Schar der so erzeugten sphärischen Kegelschnitte kann als Ellipsen, welche den spitzen Winkel $\mathfrak{M}O\mathfrak{N}$, Fig. 1, der optischen Achsen umziehen, die andere Schar als eine den stumpfen Winkel $\mathfrak{M}'O\mathfrak{N}$ derselben umziehende Ellipsenschar aufgefaßt werden; in mancher Hinsicht zweckmäßiger ist es jedoch, diese zweite Schar ebenfalls auf diejenigen Halbstrahlen der optischen Achsen, welche den spitzen Winkel bilden, zu beziehen; man hat alsdann die zweite Kurvenschar als konfokale sphärische Hyperbeln zu bezeichnen, welche die Endpunkte jener Halbstrahlen zu Brennpunkten haben. Bezeichnen φ, φ' die Winkel, welche ein beliebiger Punkt einer unserer

[1]) F. Becke, Tschermaks min.-petrogr. Mitt. 24, 1905, pag. 1 und Sitzungsber. d. Wien. Akad.

Kurven mit den Brennpunkten $\mathfrak{M}$, $\mathfrak{N}$ bildet, ψ, ψ' aber die Winkel, welche derselbe Punkt mit den Punkten $\mathfrak{M}'$, $\mathfrak{N}$, zwischen welchen der stumpfe Achsenwinkel liegt, bildet, so ist $\varphi+\varphi'$ konstant für den als Ellipse, $\psi+\psi'$ aber konstant für den als Hyperbel bezeichneten Kegelschnitt, welcher durch jenen Punkt hindurchgeht. Indessen werden wir noch häufiger die halben Winkel gebrauchen $\frac{\varphi+\varphi'}{2}$ resp. $\frac{\psi+\psi'}{2}$, welche wir als „mittlere Fokaldistanz" sämtlicher Linienelemente, aus welchen sich ein Geschwindigkeitskegelschnitt der einen oder anderen

Fig. 1.



Art zusammensetzt, bezeichnen wollen. Entsprechend der Fresnelschen Regel geben diese Linienelemente die Polarisationsebenen an, was schon F. Becke[1]) hervorhob.

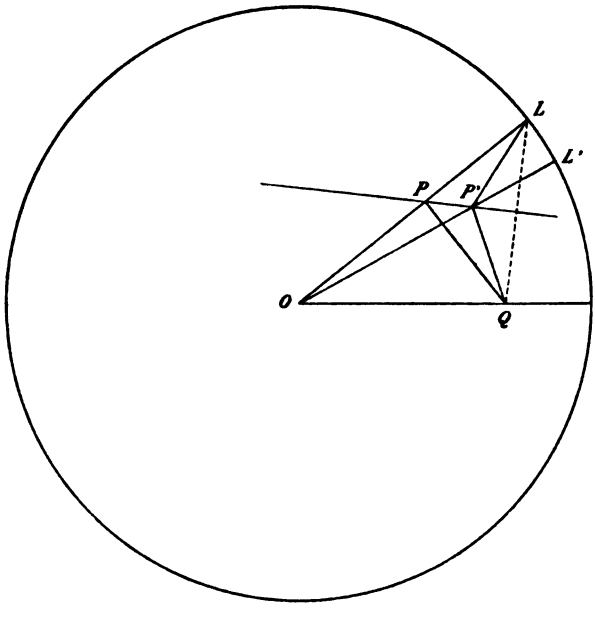
Besonders einfach ist nun der Wert der „mittleren Fokaldistanz" für die in der Ebene der optischen Achsen gelegenen Punkte der sphärischen Kegelschnitte, es ist dort die mittlere Fokaldistanz eines Punktes $\mathfrak{N}$ identisch mit der gegen die erste Mittellinie (OP, Fig. 1) gemessenen Schiefe, denn in der Tat ist $\measuredangle PON = \measuredangle \mathfrak{M}ON - \mathfrak{N}OP =$ $= \varphi - \frac{\varphi-\varphi'}{2} = \frac{\varphi+\varphi'}{2}$. Dieses gilt für jeden außerhalb des spitzen Achsenwinkels gelegenen Punkt N, welcher daher einem sich um

den spitzen Achsenwinkel herumlegenden Kegelschnitt zugerechnet werden kann.

Für die zwischen $\mathfrak{M}$ und $\mathfrak{N}$ gelegenen Punkte X, d. h. für die auf den sich um die stumpfen Achsenwinkel herumziehenden Kegelschnitte ist $\measuredangle P'OX = \frac{\psi+\psi'}{2}$ und $\measuredangle POX = \frac{\varphi-\varphi'}{2}$.

Anmerkung: Es ist möglich, ohne Benutzung der Fresnelschen Konstruktion das Zusammenfallen eines Linienelements P der

Fig. 2.



Ellipsen mit einer Halbierenden des Winkels, welcher P mit den Brennpunkten verbindet, zu beweisen. Für ebene Ellipsen kann dieser Beweis leicht dadurch geführt werden, daß man die Ellipse als den geometrischen Ort solcher Punkte auffaßt, welche von einem Punkt (Q in Fig. 2) und einem Kreise O gleichen Abstand haben. Für den Ellipsenpunkt muß also $PL = PQ$ (wo PL senkrecht auf dem durch L gehenden Linienelement des Kreises steht). Nun ziehen wir die Halbierende des Winkels LPQ; angenommen, daß diese in irgend einem Punkte P' die Ellipse schnitte, so müßte für P' die Bedingungsgleichung für die Ellipse, also $P'L' = P'Q$, zutreffen. Da

aber P' ein auf der Mittellinie des gleichschenkeligen Dreiecks QPL liegender Punkt ist, müßte außerdem $P'L = P'Q$ sein. Hieraus würde die Gleichung $P'L = P'L'$ folgen, welche aber unmöglich ist. Mithin kann PP' die Ellipse nicht schneiden, sondern nur berühren.

Daß nicht nur für ebene, sondern auch für sphärische Ellipsen dieses Resultat gilt, ist z. B. in der analyt. Geometrie des Raumes von Salmon-Fiedler (4. Aufl., 1898, pag. 434) bewiesen.

2. Gleichungen für die Lichtwellengeschwindigkeit und die Geschwindigkeitsellipsen.

Der Typus jener Kurven, welche die Lichtgeschwindigkeit zweiachsiger Krystalle als Funktion der Richtung wiedergeben, ist also durch die Methode Beckes festgelegt; um aber auch für die numerischen Werte dieser Geschwindigkeiten Gleichungen zu gewinnen, ist es zweckmäßig, von einer in einachsigen Krystallen die Lichtgeschwindigkeit bestimmenden Gleichung auszugehen und eine Annahme darüber zu machen, wie das Analogon zu dieser Gleichung bei zweiachsigen Krystallen lautet.

Als eine solche für einachsige Krystalle leicht beweisbare Gleichung kann die bekannte Beziehung:

$$\sqrt{o^2 \cos^2\lambda + e^2 \sin^2\lambda} = q \quad \ldots \quad 1)$$

dienen, in welcher q die Geschwindigkeit einer extraordinären Wellennormale, λ ihren Neigungswinkel gegen die optische Achse, o und e die Hauptlichtgeschwindigkeiten bedeuten. Diese Gleichung kann abgeleitet werden, indem man von einem Ellipsoid $(x^2 + y^2)\, o^2 + z^2 e^2 = 1$ mit dem Radiusvektor r ausgeht, dessen Achsen den Hauptbrechungsexponenten proportional sind; daher konstruieren wir auch für zweiachsige Krystalle ein solches Ellipsoid, dessen Gleichung

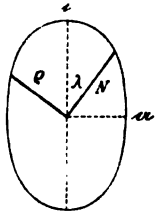
$$a^2x^2 + b^2y^2 + c^2z^2 = 1 \quad \ldots \quad 2)$$

sei, wo a, b, c die Hauptlichtgeschwindigkeiten bedeuten, und nehmen an, daß auch bei zweiachsigen Krystallen eine der Gleichung 1 entsprechende Gleichung existiert; oder, genauer gesagt, lautet unsere Annahme so, daß die linke Seite der Gleichung 1) einer solchen Funktion des Ellipsoides 2 gleich wird, die wir mittelst eines Analogieschlusses der Lichtwellengeschwindigkeit q_1 resp. q_2 einer zweiachsigen Substanz gleichsetzen.

Die Ausführungen in Abschnitt 1 führen darauf hin, den Winkel λ, welcher die Schiefe einer Wellennormale q gegen die Achse

der einachsigen Krystalle angibt, beim Übergang zu zweiachsigen Krystallen durch ihre mittlere Fokaldistanz zu ersetzen, also durch $\frac{\varphi+\varphi'}{2}$, respektive $\frac{\psi+\psi'}{2}$. Nun bekommen wir einen Ausdruck für die linke Seite der Gleichung 1, wenn wir den durch die größte und kleinste Achse des Polarisationsellipsoids gelegten Schnitt (Fig. 3)

Fig. 3.



berücksichtigen.

Es sei ρ ein Radiusvektor der Schnittellipse, welcher gleichzeitig einer auf der Zeichnungsebene senkrechten Diametralebene des Polarisationsellipsoids zuzurechnen ist, und es möge die Normale N dieser Diametralebene mit der c-Achse den Winkel λ bilden, so wird die Länge von ρ durch die Gleichung bestimmt:

$$\frac{1}{\rho^2} = c^2 \sin^2\lambda + a^2 \cos^2\lambda \quad \ldots \quad 1)$$

Ersetzen wir nun λ — die Schiefe gegen eine Bisectrix — durch die mittlere Fokaldistanz $\frac{\varphi+\varphi'}{2}$, so bleibt dieser Wert nach § 1 konstant, wenn wir den Kugeldurchstoßpunkt von N aus der Zeichnungsebene der Figur heraus so verschieben, daß er auf der anfangs durch ihn hindurchgehenden Geschwindigkeitskurve bleibt. Folglich bleibt hierbei auch jede Funktion dieses Winkels, mithin auch die rechte Seite der Gleichung 1 konstant.

Daher behält die linke Seite der letzten Gleichung konstant den Wert $\frac{1}{\rho^2}$ für alle Punkte dieser Geschwindigkeitskurve bei, so daß die Gleichung lautet:

$$\frac{1}{\rho^2} = a^2 \cos^2\frac{\varphi+\varphi'}{2} + c^2 \sin^2\frac{\varphi+\varphi'}{2} = q^2,$$

oder

$$\frac{1}{\rho^2} = a^2\left(1-\sin^2\frac{\varphi+\varphi'}{2}\right) + c^2\sin^2\frac{\varphi+\varphi'}{2} = a^2 + (c^2-a^2)\sin^2\frac{\varphi+\varphi'}{2}.$$

Zwischen φ, φ' (den zum spitzen Achsenwinkel gehörigen Bögen) und ψ, ψ' (den zum stumpfen Achsenwinkel gehörigen Bögen) bestehen die Beziehungen $\varphi = \psi$, $\varphi' = 180^0 - \psi'$, daher läßt sich die Gleichung für $\frac{1}{\rho'^2}$ ausschreiben, sobald man dieses substituiert und außerdem a, c mit c, a vertauscht, man erhält:

$$\frac{1}{\rho'^2} = c^2 + \frac{1}{2}(a^2-c^2)\cos^2\frac{\varphi-\varphi'}{2}.$$

Noch häufiger werden diese bekannten Beziehungen, welche z. B. von Neumann zur Ableitung der meisten Sätze der Krystalloptik benutzt werden, folgendermaßen (unter Einführung der doppelten Winkel) geschrieben:

$$\left.\begin{aligned} q_1^2 = \frac{1}{\rho'^2} &= \frac{a^2+c^2}{2} + \frac{a^2-c^2}{2}\cos(\varphi-\varphi') \\ \text{und die ihr entsprechende} \\ q_2^2 = \frac{1}{\rho^2} &= \frac{a^2+c^2}{2} + \frac{a^2-c^2}{2}\cos(\varphi+\varphi') \end{aligned}\right\} 3)$$

3. Die Fresnelschen Formeln für die Abhängigkeit der Lichtwellengeschwindigkeit von der Richtung.

Zwar schließen sich die letzten Gleichungen (3) des vorigen Kapitels zusammen mit der Vorstellung der Geschwindigkeitsellipsen am unmittelbarsten den krystalloptischen Erscheinungen an und reichen zu ihrer Erklärung vollkommen aus, was z. B. in Beers Optik (vgl. 2. Aufl., pag. 304 ff.) ausgeführt wird, indessen möge hier im besonderen gezeigt werden, wie eine häufig benutzte Fresnelsche Formel aus ihnen abgeleitet wird, welche implicite die gleichen Größen darstellt wie das letzte Gleichungspaar des vorigen Kapitels. Die Hauptgleichungen schreiben wir:

$$\left.\begin{aligned} \sin^2\frac{\varphi+\varphi'}{2} &= \frac{q_1^2-a^2}{c^2-a^2} \\ \text{resp. } \sin^2\frac{\varphi-\varphi'}{2} &= \frac{q_2^2-a^2}{c^2-a^2} \end{aligned}\right\} *)$$

Es liegt nahe, $\sin^2\frac{\varphi+\varphi'}{2}$ und $\sin^2\frac{\varphi-\varphi'}{2}$ als Lösungen x_1, x_2 einer quadratischen Gleichung, deren Unbekannte x sich eben als

$x_1 = \sin^2\frac{\varphi+\varphi'}{2}$ und $x_2 = \sin^2\frac{\varphi-\varphi'}{2}$ ergeben muß, aufzufassen; eine quadratische Gleichung, deren Wurzeln x_1, x_2 sind, lautet aber bekanntlich: $x^2-(x_1+x_2)x+x_1x_2=0$ . . . 4).

Die Gleichungen * sind hierbei unter Einführung des zweiwertigen x zusammenfaßbar zu der einen Gleichung

$$x=\frac{q^2-a^2}{c^2-a^2} \quad \ldots **)$$

Den Ausdruck 4 formen wir dadurch rein identisch um, daß wir $x+x_1x_2x$ addieren und subtrahieren, also

$$x^2-x+(1-x_1-x_2+x_1x_2)x-x_1x_2x+x_1x_2$$

für ihn schreiben und dieses zusammenziehen in:

$$x(x-1)+(1-x_1)(1-x_2)x+x_1x_2(1-x)$$

und wir erkennen so, daß Gleichung 4) auch

$$1=\frac{(1-x_1)\ (1-x_2)}{1-x}+\frac{x_1x_2}{x}$$

geschrieben werden kann.

Führen wir in diese Gleichung die Ausdrücke für x_1 und x_2 ein, so folgt

$$\frac{\cos^2\frac{\varphi+\varphi'}{2}\ \cos^2\frac{\varphi-\varphi'}{2}}{1-x}+\frac{\sin^2\frac{\varphi+\varphi'}{2}\ \sin^2\frac{\varphi-\varphi'}{2}}{x}=1.$$

Nun ist, wenn w die Richtung einer optischen Achse ($O\mathfrak{W}$ in Fig. 1) bezeichnet:

$$+\cos Na\sin cw+\cos Nc\cos cw=\cos\varphi$$
$$-\cos Na\sin cw+\cos Nc\cos cw=\cos\varphi'$$

oder durch Addition und Subtraktion

$$\cos Nc\cos cw=\frac{1}{2}(\cos\varphi+\cos\varphi')=\cos\frac{\varphi'+\varphi}{2}\cos\frac{\varphi'-\varphi}{2}$$
$$\cos Na\sin cw=\frac{1}{2}(\cos\varphi-\cos\varphi')=\sin\frac{\varphi'+\varphi}{2}\sin\frac{\varphi'-\varphi}{2},$$

folglich geht die Hauptgleichung über in:

$$\frac{\cos^2Nc\cos^2cw}{1-x}+\frac{\cos^2Na\sin^2cw}{x}=1.$$

Setzen wir für x jetzt aus Gleichung**) seinen Wert und für 1—x daher $\frac{q^2-c^2}{a^2-c^2}$ ein, so folgt

$$\frac{\cos^2 Na\,\dfrac{a^2-b^2}{a^2-c^2}}{\dfrac{q^2-a^2}{a^2-c^2}} + \frac{\cos^2 Nc\,\dfrac{c^2-b^2}{a^2-c^2}}{\dfrac{q^2-c^2}{a^2-c^2}} = -1$$

oder gekürzt

$$\frac{\cos^2 Na\,(a^2-b^2)}{q^2-a^2} + \frac{\cos^2 Nc\,(c^2-b^2)}{q^2-c^2} = -1.$$

Addieren wir hierzu $\cos^2 Na + \cos^2 Nb + \cos^2 Nc = 1$, so folgt:

$$\frac{\cos^2 Na\,(q^2-b^2)}{q^2-a^2} + \cos^2 Nb + \frac{\cos^2 Nc\,(q^2-b^2)}{q^2-c^2} = 0$$

und dividieren wir mit q^2-b^2, so ergibt sich:

$$\frac{\cos^2 Na}{q^2-a^2} + \frac{\cos^2 Nb}{q^2-b^2} + \frac{\cos^2 Nc}{q^2-c^2} = 0.$$

Es ist dieser Weg zur Ableitung der Schlußgleichung gerade entgegengesetzt demjenigen, welchen F. Neumann (Vorles. üb. theoret. Optik, 1885, pag. 185) benutzt, um die Gleichungen* zu beweisen.

XI. Das Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular

und seine Anwendung zur Messung des Winkels der optischen Achsen von Krystalldurchschnitten unter dem Mikroskop.

Von **Fred. Eugene Wright.**

(Mit 15 Textfiguren.)

Der außerordentlich rasche Fortschritt der Petrologie in den letzten Jahrzehnten wurde vorwaltend durch die Einführung des Mikroskops und die Entwicklung angemessener optischer Methoden erzielt. Mit der Entwicklung der Wissenschaft im allgemeinen sind die Forderungen nach genauer Beschreibung der gesteinbildenden Minerale gewachsen, so daß man gegenwärtig in erschöpfenden petrographischen Untersuchungen exakte Angaben über die optischen Eigenschaften eines jeden Gesteingemengteils und sein prozentisches Mengenverhältnis im Gestein erwartet.

Von den verschiedenen optischen Konstanten, die leicht und mit einem ziemlichen Grad von Genauigkeit zu ermitteln sind, ist der Winkel der optischen Achsen und im Zusammenhang damit der optische Charakter eine der wichtigsten. Die neueren Untersuchungen von Prof. Becke haben die allgemeine Anwendbarkeit dieser Faktoren zur Mineraldiagnose aufgezeigt und brauchbare Untersuchungsmethoden für das Studium der Minerale in Dünnschliffen den Petrographen an die Hand gegeben.

Durch Anwendung des Beckeschen Zeichentisches[1]) ist es jetzt möglich, im konvergenten polarisierten Licht den Winkel der optischen Achsen in einem Durchschnitt zu bestimmen, der nur eine optische Achse im Gesichtsfeld des Mikroskopes zeigt. Die Genauigkeit dieser Messung ändert sich mit der Schnittlage und hängt zum Teil von

[1]) Diese Mitt., 24, 35—44, 1905.

der persönlichen Geschicklichkeit des Beobachters beim Abzeichnen des jeweiligen Interferenzbildes und beim sorgfältigen Justieren des optischen Systems ab.

Bei mikroskopischen Studien an künstlichen Präparaten im Geophysikalischen Laboratorium des Carnegie-Instituts in Washington D. C. hatte der Autor Gelegenheit, diese Methoden wiederholt anzuwenden und ihre Genauigkeit unter verschiedenen Bedingungen zu prüfen. Zur selben Zeit hatte er Gelegenheit, auf dieselben Schnitte andere Methoden unter Zuhilfenahme eines neuen Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okulares anzuwenden und die Genauigkeit der Resultate mit den auf andere Weise gewonnenen zu vergleichen. Auf den folgenden Seiten soll dieses neue Okular kurz beschrieben, seine Anwendung gezeigt und die Resultate vergleichender Messungen an Mineralen mit bekanntem Achsenwinkel angegeben werden.

Die Faktoren, auf denen sowohl die Methode des Zeichentisches nach Becke als jene des Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okulars beruht, sind wesentlich dieselben, nämlich die Regel von Biot-Fresnel und die Mallardsche Konstante des Mikroskops. Biot erprobte durch den Versuch und Fresnel bewies theoretisch, daß die Auslöschungsrichtungen eines beliebigen Schnittes eines zweiachsigen Minerales parallel zu den Tracen sind, in welchen der Durchschnitt von den Halbierungsebenen jenes Winkels getroffen wird, den die Ebenen durch die Schnittnormale und je eine der optischen Achsen (oder Binormalen) miteinander einschließen; mit anderen Worten: Die Halbierungslinien des Winkels zwischen den orthogonalen Projektionen der optischen Binormalen auf einem beliebigen Schnitt eines zweiachsigen Minerals sind die Auslöschungsrichtungen dieses Schnittes für die angewandte Farbe. Beiläufig sei erinnert, daß diese Regel sich bezieht auf die Erscheinungen im Innern des Krystalls, und daß bei schiefem Einfall des Lichts wie bei convergentem pol. Licht, die beobachteten scheinbaren Winkel in Luft auf ihren wahren Wert zu reduzieren und mit Hilfe des mittleren Brechungsindex des fraglichen Minerals nach der Formel: $\sin V = \frac{\sin E}{\beta}$, wobei E der beobachtete V der gesuchte wahre Winkel, β der mittlere Brechungsindex des Minerals ist.

Ist die wahre Lage einer optischen Achse gegeben, ferner die Ebene der optischen Achsen und die Auslöschungsrichtung irgend

eines Schnittes eines zweiachsigen Minerales, so ist es möglich, nach dieser Regel von Biot-Fresnel die Lage der zweiten optischen Achse zu bestimmen und so den wahren Winkel der optischen Achsen zu messen.

Der zweite oben erwähnte Faktor, die Mallardsche Konstante des Mikroskops, bestimmt das Verhältnis zwischen den beobachteten Punkten der Interferenzfigur und den zugehörigen Winkelabständen im Raum. Diese äußerst nützliche Beziehung, die theoretisch von Mallard 1880 aufgestellt wurde, stellt fest, daß die im Mikroskop beobachtete Interferenzfigur annähernd eine orthographische Projektion der optischen Erscheinungen im Raume darstellt, und ist ausgedrückt in der Formel $D = K \sin E$, wobei D die gemessene Distanz eines Punktes vom Mittelpunkt der Figur, E der entsprechende (polare) Winkelabstand in Luft und K die Mallardsche Konstante des Mikroskops.

Diese Formel setzt voraus, daß die Brennweite aller Punkte der Interferenzfigur auf der Oberfläche einer Kugel gelegen ist und daß das ganze optische System durchaus ungeändert bleibt. Theorie und Beobachtung zeigen aber, daß streng genommen diese Annahme bei den jetzigen Mikroskop-Objektiven nicht erfüllt ist, und daß nicht alle Teile der Interferenzfigur gleichzeitig scharf einstellbar sind. Bei Fixierung des Linsensystems ist es daher notwendig, auf einen Punkt in der Mitte zwischen Zentrum und Rand des Gesichtsfeldes scharf einzustellen, um die Fehler so klein als möglich zu machen.

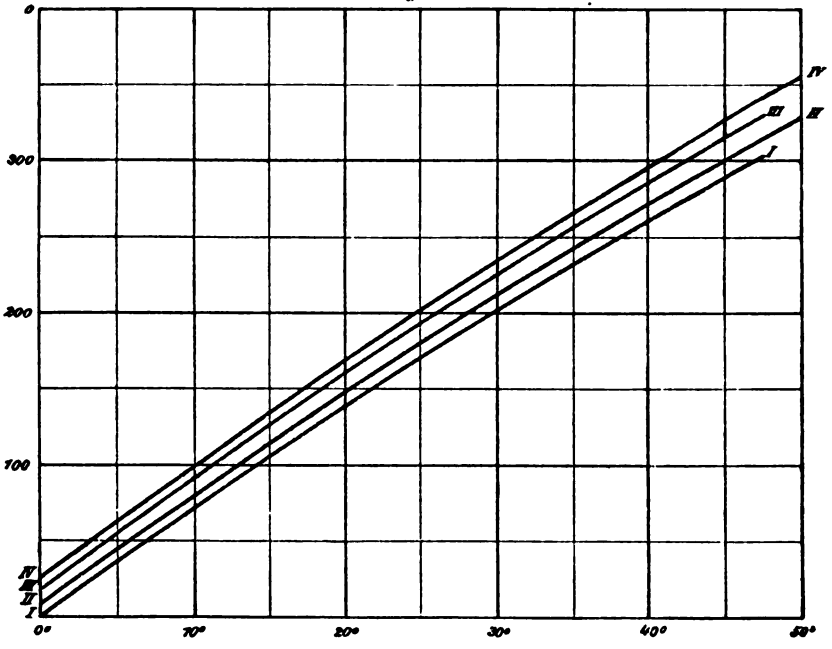
Es sollte auch beachtet werden, daß die optischen Erscheinungen beobachtet werden so wie sie im Objektiv selbst erscheinen, d. h. verändert durch ihre Brechung im Glas.

Insoferne als diese Formel von Mallard allen Messungen von Achsenwinkeln mit dem Mikroskop zugrunde liegt, schien es wünschenswert, ihren Wert zu prüfen für das Gesichtsfeld eines gegebenen Objektivs (Nr. 9 Fuess, mit Amici-Bertrandscher Linse, System 7—9, und bewegliches Schrauben-Mikrometer-Okular mit Ramsden-Okular).

Zu diesem Zwecke wurden zwei polierte Kalkspatplatten verwendet, die eine parallel 0001 geschnitten, die zweite unter einem Winkel von 23°17′ mit 0001. Die Lage dieser Platte wurde am zweikreisigen Goniometer mittelst frisch angeschlagener Spaltflächen am Rande der Platte ermittelt. Diese Platten wurden nacheinander

auf einem sorgfältig justierten Universaltisch von Fedorow-Fuess (großes Modell) befestigt und die Lage der optischen Achse mit dem Schrauben-Mikrometer-Okular gemessen, nachdem der Tisch um seine horizontale Achse von Grad zu Grad nach beiden Seiten aus seiner horizontalen Lage herausgedreht worden war. Durch Anwendung

Fig. 1.



Kurve I dieser Figur enthält die beobachteten Werte von D_v für die vertikale (v) Mikrometer-Schraube des Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okulares (Fig. 2) für die verschiedenen Werte E von 0—47°; die Werte von D in Kurve II sind nach Mallards Formel für dieselbe Mikrometer-Schraube berechnet; Kurve III wurde in gleicher Weise nach den beobachteten Werten D_h an der horizontalen Mikrometer-Schraube entworfen, während Kurve IV nach Mallards Formel $D_h = K_h \sin E$ konstruiert wurde.

der beiden Platten konnte so eine zusammenhängende Reihe von Ablesungen für D gewonnen werden, entsprechend Winkeln E von 0° bis 47°. Diese Werte wurden bestimmt für beide Schrauben (horizontal und vertikal) des Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okulars (siehe dessen Beschreibung weiter unten) und in Tabelle I zusammengestellt.

Die Werte für D unter „berechnet" in Tabelle I sind nach Mallards Formel berechnet unter Benützung des mittleren Wertes

für K für beide Skalen des Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okulars. Für die vertikale Skala ergab sich als Mittelwert $K_v = 421{\cdot}3$, für die horizontale $K_h = 422{\cdot}4$.

Tabelle I.

	Beobachtet		Berechnet			Beobachtet		Berechnet	
E	D_v	D_h	D_v	D_h	E	D_v	D_h	D_v	D_h
—	—	—	—	—	26	181·0	186·0		
1	8·5	8·0			27	187·5	192·5		
2	16·5	16·0			28	194·5	199·0		
3	23·0	22·5			29	199·0	206·5		
4	29·0	30·0			30	205·5	212·5	206·1	211·2
5	36·5	37·5	35·9	36·8	31	213·5	218·5		
6	44·0	44·0			32	219·0	225·0		
7	52·0	51·0			33	225·0	230·5		
8	58·5	57·5			34	230·5	237·5		
9	65·0	65·5			35	236·5	243·5	236·5	242·3
10	71·5	73·5	71·6	73·4	36	243·0	250·5		
11	78·5	80·0			37	249·0	256·5		
12	85·0	87·5			38	254·0	261·5		
13	92·5	94·5			39	259·0	266·5		
14	100·5	102·0			40	264·0	272·0	265·0	271·5
15	107·5	109·5	106·7	109·3	41	269·0	277·0		
16	113·5	117·0			42	273·0	283·0		
17	119·5	124·5			43	279·5	288·0		
18	125·5	131·5			44	286·5	293·5		
19	132·0	138·0			45	290·0	299·0	291·5	298·7
20	139·5	144·5	141·0	144·5	46	295·0	303·5		
21	146·5	152·5			47	300·0	308·0		
22	154·0	158·5			48				
23	160·0	164·5			49				
24	166·0	171·0			50	.	.	316·6	323·6
25	173·0	179·0	174·2	178·5					

Die Kurven von Fig. 1 stellen dieses Verhältnis graphisch dar, wobei die Nullinie für jede Kurve um einen Teilstrich nach oben

gerückt wurde, um Übereinanderfallen zu vermeiden. Für das verwendete Objektiv (Nr. 9 Fuess) und mit den Vorsichtsmaßregeln, um eine Parallaxe zu vermeiden, was durch ein feines Lochdiaphragma über dem Ramsden-Okular (S_1 in Fig. 2) erreicht wurde, ist die Übereinstimmung zwischen Theorie und Erfahrung ganz bemerkenswert.[1]) Die Schraube der horizontalen Mikrometerskala H_1 (Fig. 2) gibt 0·005 *mm* für jeden Teilstrich auf dem Kopfe, die der vertikalen V (Fig. 2), die später konstruiert wurde, war etwas gröber und einem Teilstrich der Kopfleitung entsprach hier eine etwas größere Verschiebung. Aus diesem Grunde sind die Werte von K_v und K_h etwas verschieden. Im Mittel entspricht eine Bewegung von 6 Teilstrichen oder 0·03 *mm* einem Grad, so daß mit dieser besonders verfeinerten Methode der wahrscheinliche Fehler in der Bestimmung von E zum mindesten $\pm 10'$ bleibt, während für weniger scharfe hyperbolische Balken Unterschiede von 1° und darüber zu erwarten wären.

Wenn nur ein Mikrometerokular benutzt wird, müssen die Durchschnitte genau normal zur ersten Bisectrix orientiert sein, sonst werden die Werte weniger sicher. Mit einem Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular kann dieser Fehler unschädlich gemacht und ebensogute Messungen auch in einem nur beiläufig zur Bisectrix orientierten

[1]) In der mikroskopischen Physiographie I. 1, pag. 330 von Rosenbusch und Wülfing gibt letzterer eine Reihe von Messungen mit einem α-Monobromnaftalin-Immersionsobjektiv von R. Winkel und findet Abweichungen bis 8° zwischen beobachteten und berechneten Werten, wie aus folgender Tabelle zu entnehmen ist:

	H	D	K	H_1
Aragonit	11° 33′	0·325	1·623	10° 59′
Muscovit	24° 43′	0·700	1·674	24° 14′
Topas	39° 05′	1·075	1·705	(39° 05′)
Calcit	60° 51′	1·590	1·821	68° 50′

Die Winkel unter H sind halbe Winkel der optischen Achsen, bestimmt mit einem Achsenwinkelapparat, die Winkel unter H_1 sind berechnet nach der Formel Mallards unter Annahme, daß K für Topas für alle Winkel Geltung habe. Die Unterschiede zwischen Beobachtung und Rechnung sind groß und lehren, daß die Bestimmung der Lage der optischen Achsen nahe dem Rande des Gesichtsfeldes weniger genau ist als in der Mitte. Vergleicht man diese Resultate mit denen, die mit Fuess' Objektiv 9 gewonnen wurden, so ergibt sich, daß die Objektive in dieser Beziehung sich sehr verschieden verhalten und daß zum Zweck genauer Messungen für jedes Objektiv und Linsensystem der Wert von K für mehrere Winkelabstände bestimmt werden sollte, sei es durch Messung von mehreren Platten mit bekanntem Achsenwinkel, oder durch Anwendung einer einachsigen Platte in Verbindung mit einem Universaltisch. — Vergl. a. F. Becke. D. M. XX VI. 509. 1908.

Schnitt erhalten werden, wie später gezeigt wird. In der Praxis wird die Mallardsche Konstante für ein bestimmtes Linsensystem so ermittelt, daß in Mineralplatten von bekanntem Winkel der optischen Achsen die zugehörigen Abstände D in der Interferenzfigur beobachtet werden. K läßt sich dann nach der Formel aus den gegebenen Größen D und E berechnen.

Das Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular ist ähnlich in der Konstruktion dem gebräuchlichen Schrauben-Mikrometer-Okular. Anstatt der einfachen Bewegung sind zwei Bewegungen senkrecht zueinander

Fig. 2.

möglich. Das Okular Fig. 2 wurde in der Werkstatt des Geophysikalischen Laboratoriums hergestellt und hat in jeder Beziehung befriedigt.

Durch das Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular ist es nun möglich, jeden Punkt des Mikroskopfeldes durch Koordinatenbewegungen räumlich festzulegen und nach geeigneter Reduktion auf wahre Winkel im Krystall diese Winkel in eine geeignete Projektion einzutragen und so ihre Lage im Raum zu bestimmen.

Die in der Interferenzfigur durch das Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular bestimmten Koordinatenlinien haben die Bedeutung von Parallelkreiskoordinaten von Punkten auf der Kugel. In der orthographischen Projektion der räumlichen Interferenzerscheinung in der Interferenzfigur des Mikroskopes werden diese Parallelkreise zu geraden Linien und können somit mit den Kreuzfäden des Okulars zur Deckung gebracht werden. Bei der Auswertung von Winkeln den gegebenen

Bewegungen des Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okulars entsprechend ist im Auge zu behalten, daß Parallelkreiskoordinaten angewendet werden, und daß ihr Durchschnitt die Punkte bestimmt.

Wenn beide optischen Achsen im Gesichtsfeld liegen, kann der Winkel der optischen Achsen direkt mit dem Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular gemessen werden. Die Nicols seien gekreuzt und parallel mit den Kreuzfäden des Okulars; man stelle den Durchschnitt so ein, daß die Ebene der optischen Achsen parallel ist mit dem Horizontalfaden des Okulars und drehe die Vertikalschraube, bis der Horizontalfaden mit dem Achsenbalken des Interferenzbildes zur Deckung kommt (V, Fig. 3). Nun drehe man die gekreuzten Nicols in 45° Stellung. Sodann bringe man durch Drehen der Horizontalschraube den Vertikalfaden des Okulars nacheinander zur Deckung mit den Punkten A_1 und A_2, in welchen die Achsenbüschel den Horizontalfaden kreuzen; endlich drehe man den Objekttisch um 180° und wiederhole alle Einstellungen. Die zweite Reihe von Ablesungen hat den Zweck, den Mittelpunkt des Gesichtsfeldes für beide Schraubenbewegungen zu ermitteln. Nach Reduktion der gemessenen Strecken OH_1 OH_2 und OV in Winkelgrößen ist es nur nötig, sie direkt in die Projektion einzutragen und den Winkel der optischen Achsen A_1 A_2 graphisch auszuwerten, wie weiter unten angegeben ist. Sind die Achsenbüschel scharf, so ist diese Messung des Achsenwinkels auf 1° genau.

Wenn nur eine optische Achse sichtbar ist, so kann die kürzlich von Becke[1]) beschriebene Methode angewendet werden mit einer leichten Anpassung an das neue Okular. Becke benützt die Tatsache, daß Schnitte eines zweiachsigen Minerals ungefähr normal zu einer Achse im konvergenten Licht eine dunkle Achsenbarre zeigen, die in Diagonalstellung als Hyperbel erscheint und deren Krümmung abhängig ist von dem Achsenwinkel 2E. Für jede Stellung des Tisches entsprechen die Punkte längs der Barre der Interferenzfigur jenen Wellennormalen im Raum, für welche die Schwingungsrichtung mit dem Hauptschnitt des Polarisators übereinstimmt und für welche daher der Auslöschungswinkel Null ist.

Mit dem Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular ist es möglich, die genaue Lage eines jeden Punktes der schwarzen Barre der

[1]) Diese Mitt. 24. 35—44, 1905.

Interferenzfigur zu bestimmen, sie durch Ablesung an der vertikalen und horizontalen Schraube des Mikrometerokulars auszudrücken und auf den entsprechenden Winkelwert im Krystall zurückzuführen mittelst der Konstanten K_v und K_h des Mikroskops für vertikale und horizontale Schraube und des mittleren Brechungsindex des Krystalls nach der Formel: $\sin V = \frac{P}{K_1 \beta}$.

Indem man β als Brechungsindex für alle Punkte der dunklen Hyperbel gelten läßt, begeht man zwar einen kleinen Fehler, doch ist er praktisch belanglos wegen der meist schwachen Doppelbrechung der gesteinbildenden Minerale und der erreichbaren Genauigkeit der Methode.

Fig. 3.

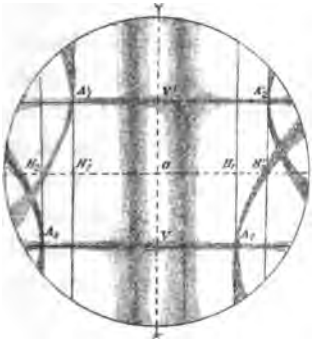
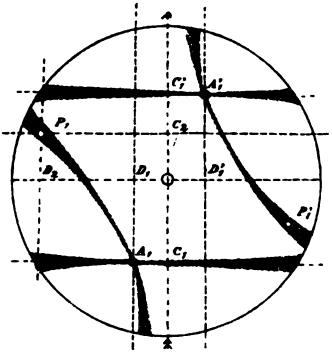


Fig. 4.



Der Vorgang der Messung ist folgender: *a)* Man stellt den Mikroskoptisch so ein, daß die dunkle Achsenbarre parallel zu dem Horizontalfaden des Okulars steht; *b)* mit der Vertikalschraube V bringt man den Horizontalfaden genau mit der Mittellinie der dunklen Achsenbarre zur Deckung (Fig. 4. $A_1 C_1$); *c)* man dreht die Nicols (nicht den Tisch wie bei Beckes Methode) um einen passenden Winkel (gewöhnlich 30° oder 45°); die Lage der Achse A_1 ist dann durch den Durchschnitt der Achsenbarre mit dem Horizontalfaden gegeben (Fig. 4 $A_1 C_1$ und $A_1 P_1$); *d)* der vertikale Kreuzfaden wird auf den Durchschnittspunkt eingestellt und die Stellung der vertikalen und der horizontalen Schraube abgelesen; *e)* nun wird der Tisch um 180° gedreht und ähnliche Ablesungen für die neue Position A'_1 des Punktes A_1 vorgenommen. Dieser letzte Schritt ist notwendig, um den Mittel-

punkt des Feldes o zu erhalten. Die Position der Achse A_1 ist so genau fixiert und kann nach entsprechender Reduktion auf wahre Winkel im Krystall in eine Projektion eingetragen werden.

Nun kann irgend ein Punkt der krummen Achsenbarre P durch zwei Mikrometer-Ablesungen (Koordination vom Mittelpunkt) bestimmt und nach Reduktion auf Winkel im Krystall in die Projektion eingetragen werden. Der Winkel der optischen Achsen ist dann aus der Projektion abzuleiten.

Beim Ableiten der Winkel aus den Koordinaten-Ablesungen am Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular ist zu berücksichtigen, daß sich diese Winkel beziehen auf Parallelkreise und daß die Ablesung an jeder Mikrometerschraube den Abstand eines bestimmten horizontalen oder vertikalen Parallelkreises vom Mittelpunkt des Gesichtsfeldes bedeutet.

Der Durchschnittspunkt der zwei Parallelkreise, die durch die Ablesung an den zwei Mikrometerschrauben für einen einzelnen Punkt bestimmt werden, liefert den Ort dieses Punktes in der Projektion.

Der Punkt P (Fig. 4) in der Projektion ist ein Punkt der dunklen Barre oder Null-Isogyre und entspricht einer Richtung im Krystall, in welcher sich die Lichtwellen nach der Lage zu den Nicols ohne Änderung der ursprünglichen Schwingungsebene fortpflanzen. Die Schwingungsebene für den Punkt P ist somit bekannt und das Gesetz von Biot kann direkt angewendet werden, um durch Konstruktion die zweite optische Achse A_2 zu finden.

Eine passende Form der Konstruktion ist zu sehen in Fig. 5; die Details derselben sind in allen Fällen dieselben.

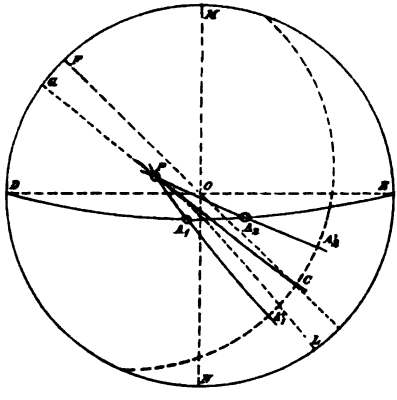
Nach Übertragung der beobachteten Punkte P und A_1 auf Pauspapier über dem stereographischen Netz wird zunächst der Großkreis $A'_1 C A'_2$, dessen Pol P ist, gefunden, indem man das Zeichenpapier um den Mittelpunkt dreht, bis P O mit dem vertikalen Durchmesser des Netzes zusammenfällt, und dann jenen Großkreis aufsucht und nachzieht, dessen Durchschnitt mit dem Vertikaldurchmesser um 90° von P absteht (die Grade werden von P aus gezählt, wobei zu berücksichtigen ist, daß die Großkreise des Netzes um 2° von einander abstehen). Ähnlich wird der Großkreis $A_1 A_2$ nachgezogen, welcher durch den Punkt A_1 und die Enden des horizontalen Durchmessers des Netzes gegeben ist. Der Großkreis, welcher die Schwingungsebene für P darstellt, kann durch eine der folgenden beiden Methoden gefunden werden:

a) Es ist jener durch P gehende Großkreis, welcher in P den Parallelkreis GPL (Fig. 5) berührt, der zum Hauptschnitt des unteren Nicols parallel ist.

b) Es ist der durch P gehende Großkreis, der durch den Punkt C, den Durchschnitt des zu P polaren Kreises $A'_1 C A'_2$ mit der Trace des Hauptschnittes des unteren Nicols, geht.[1])

Tatsächlich braucht dieser Großkreis PC gar nicht gezogen zu werden, da der Punkt C der gesuchte Punkt ist und die Auslöschungsrichtung für den gegebenen Schnitt angibt. Die vereinfachte

Fig. 5.



In dieser Figur sind P und A_1 unmittelbar von der Originalzeichnung entnommen. Die Schwingungsebene des Punktes P in seiner Dunkelstellung ist angegeben durch den Großkreis PC, der im Punkt P jenen Parallelkreis GPL berührt, der parallel ist zu FOC, der Schwingungsebene des Polarisators, wenn die Null-Isogyre durch P geht. Weitere Konstruktionsdetails sind in Fig. 6 angegeben.

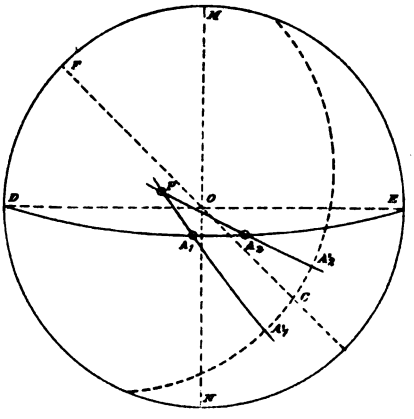
Konstruktion ist dargestellt in Fig. 6 (folg. Seite), wo C den Schnittpunkt des Großkreises $A'_1 A'_2$ und des Durchmessers OC, die Trasse der Schwingungsrichtung des unteren Nicols darstellt.

Sind die Punkte A'_1 und C ermittelt, so kann die Projektion der zweiten optischen Achse A_2 wie folgt gefunden werden: Man

[1]) Becke bestimmt in seiner Arbeit diesen Großkreis als jenen, welcher im Punkt P eine Gerade parallel dem unteren Nicolhauptschnitt berührt. Diese Methode macht die Auffindung des Großkreises keineswegs leicht und führt einen Fehler ein, wie Becke selbst bemerkt, der die Genauigkeit der Methode im selben Maß beeinträchtigt. Es scheint daher empfehlenswert, eine der oben beschriebenen neuen Konstruktionen zu benützen, welche theoretisch korrekt und ebenso einf ach sind.

mache $A'_2C = A'_1C$ (Biots Gesetz). Der Schnittpunkt des Großkreises A'_2P mit der Ebene der optischen Achsen A_1A_2 gibt dann die Position der Achse A_2 und der Winkel A_1A_2 ist 2V. Diese Konstruktion braucht wenig Zeit und die erhaltenen Werte sind annähernd richtig. Der Ort der Achse A_1 ist immer genauer und zuver-

Fig. 6.



In dieser Figur sind die notwendigen Konstruktionen zur Messung von A_1A_2 aus den beobachteten Daten angegeben. Nach sorgfältiger Einstellung auf die Punkte A_1 und P werden die Mikrometerablesungen auf Winkelgröße reduziert und direkt auf Pauspapier in stereographischer Projektion eingetragen. Der horizontale Großkreis A_1A_2 und der zu P polare Großkreis $A'_1A'_2$ werden sodann ausgezogen. Der Punkt A'_1 ist der Durchschnitt des Großkreises durch P und A_1 mit dem Großkreis $A'_1A'_2$, die Linie OC ist die Trasse der Schwingungsebene des unteren Nicols, wie sie in der Zeichnung nach Drehung um 30° oder 45° erscheint. Der Winkel MOF entspricht dieser Drehung. Nach Definition ist $A'_1C = A'_2C$ und der Durchschnitt A_2 des Großkreises A'_2P mit der Achsenebene bestimmt den Ort der zweiten Achse A_2. Der Winkel A_1A_2 ist der gesuchte Achsenwinkel.

lässiger als der von P infolge der Verwaschenheit der dunklen Achsenbarre nahe dem Rande des Gesichtsfeldes hauptsächlich infolge elliptischer Polarisation.

An Schnitten, in denen beide optische Achsen sichtbar sind, kann die Position von A_1 und A_2 direkt gemessen werden und nach der Übertragung läßt sich 2 V aus der Projektion direkt ablesen. Solche Werte sollten auf $\pm 1°$ genau sein. Diese Methode sowie die Zeichentischmethode von Becke ist allgemein anwendbar auf alle Schnitte, die eine oder beide optische Achsen im Gesichtsfeld zeigen.

Durch Anwendung von stereographischen oder orthographischen Projektionsnetzen lassen sich Resultate von ziemlich großer Genauigkeit in wenigen Minuten gewinnen. Messungen mit dem Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular sind indessen delikater und infolgedessen genauer als solche mit dem Zeichentisch und die Werte von 2 V infolgedessen vertrauenswürdiger.

Die Übertragung beobachteter Winkel in stereographische Projektion und die Messung ihrer Winkelabstände ist durch den Gebrauch der Wulffschen stereographischen Netze und Pauspapier sehr erleichtert. Das Nachzeichnen der erforderlichen Groß- und Kleinkreise mit einem scharf gespitzten Bleistift aus freier Hand ist weniger anstrengend als die genaue Konstruktion und die kleinen Fehler bei Anwendung von stereographischem Netz und Pauspapier sind von derselben Größenordnung wie die Beobachtungsfehler und daher zu vernachlässigen. Bei der praktischen Durchführung hat es sich als zweckmäßig herausgestellt, mit farbiger Tinte Radien und Parallelkreise um den Mittelpunkt von 2 zu 2° in das Netz einzutragen.

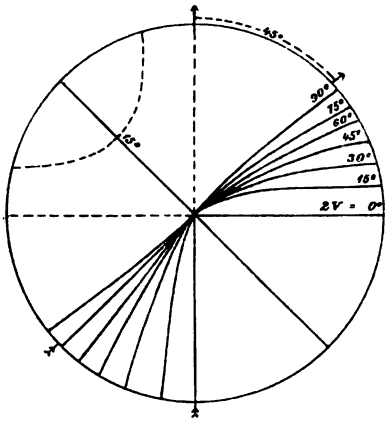
Die Überführung der Beobachtungsdaten auf wahre Winkel im Krystall wird am leichtesten bewirkt durch eine graphische Tabelle gleich der zuerst von Fedorow[1]) vorgeschlagenen.

Die Genauigkeit der Messung des Winkels der optischen Achse aus der Hyperbelkrümmung, wenn nur eine Achse im Gesichtsfeld sichtbar ist, hängt nicht nur von der Genauigkeit ab, mit der die Punkte der Interferenzfigur direkt lokalisiert sind, sondern auch von der Schärfe der Achsenbarre und von der relativen Stellung der gewählten Punkte. Nach unserer Erfahrung erhält man die besten Resultate, wenn A_1 und P ungefähr in der Mitte zwischen Zentrum und Rand des Gesichtsfeldes liegen. Näher dem Zentrum wachsen die Konstruktionsfehler rapid; näher dem Rande ändern die Unvollkommenheiten der Linsenränder und die elliptische Polarisation die Interferenzfigur.

Um den Grad der Krümmung der Achsenbarre in Diagonalstellung für Schnitte zweiachsiger Krystalle bei verschiedener Abweichung von der optischen Achse und für verschiedene Achsenwinkel $2V = 0°$, $15°$, $30°$, $45°$, $60°$, $75°$ und $90°$ zu zeigen, wurden folgende Figuren graphisch konstruiert:

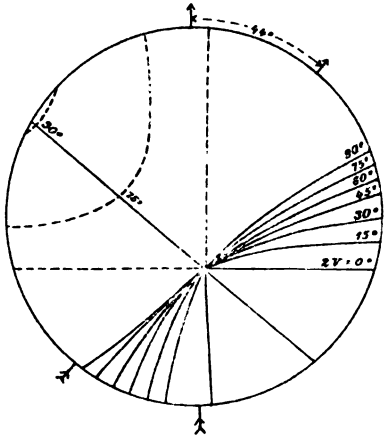
[1]) E. v. Fedorow, Zeitschr. f. Kryst., **26**, 225—261, 1896; siehe auch F. E. Wright, Am. Journ. Sci. **20**, 287, 1905; **24**, Okt. 1907.

Fig. 7.



Diese Figur stellt die Lage der dunklen Kurven von der Auslöschungsschiefe 0 (Achsenbarren) dar, wie sie im Gesichtsfeld erscheinen würden bei Beobachtung in Luft an einer Reihe von Krystallen mit dem mittleren Brechungsindex 1·600 bei wechselndem Winkel der optischen Achsen in einem Schnitt senkrecht zu einer der optischen Achsen. Aus der Figur ist zu ersehen, daß der Krümmungsradius des Achsenbalkens mit dem Achsenwinkel zunimmt, so daß der Achsenbalken für $2V = 90^0$ eine gerade Linie darstellt.

Fig. 8.

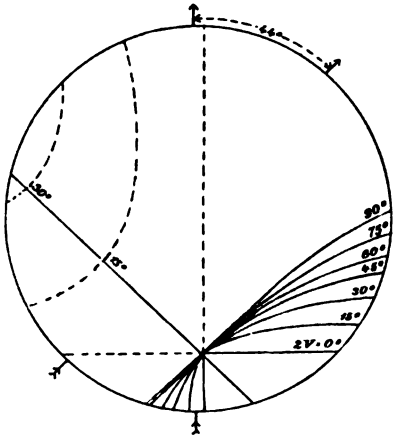


Die Konstruktionsbedingungen für diese Figur sind ähnlich wie bei Fig. 7, nur daß der Schnitt schief zu einer Achse liegt ($\xi_0 = 10^0$, $\eta_0 = 10^0$ Parallelkreis-Koordinaten, ξ_0 vertikal, η_0 horizontal vom Mittelpunkt gerechnet).

Die schwarzen Linien in diesen Figuren bedeuten die Kurven der Auslöschungsschiefe 0° (Null-Isogyre oder Achsenbarre) in orthographischer Projektion und in Diagonalstellung (Achsenebene unter 45° gegen den Nicolhauptschnitt gedreht).

Die Kurven Fig. 7, 8, 9 sind konstruiert für ein Mineral mit $\beta = 1{\cdot}600$, während Fig. 10—13 die orthographische Projektion im Krystall angeben (Brechungsindex des Minerals gleich dem des Mediums, in dem die Erscheinung beobachtet wird). Augenscheinlich sind die Unterschiede der Krümmung der Achsenbarre h inreichend groß, um darauf eine annähernde Messung des Achsenwinkels zu gründen.

Fig. 9.



Diese Figur unterscheidet sich von Fig. 7 und 8 bloß dadurch, daß die Schnittnormale mit der Achse Winkel $\xi_0 = 20°$ und $\eta_0 = 20°$ einschließt.

Der Durchmesser des durch die Mikrometerbewegungen gedeckten Feldes erreicht im Mikroskop des Autors etwa 600 Schrauben-Mikrometerteile. Der Abstand zwischen den Enden der Kurven für 0° und 90° ist weniger als 200 Teile oder ungefähr 2 Teile auf den Grad. Unter Berücksichtigung der Breite und Undeutlichkeit der Achsenbarre ist ein Fehler von 3 oder 4 Skalenteilen leicht möglich, so daß diese Methode eine größere Genauigkeit als $\pm 2°$ nicht beanspruchen kann, selbst unter den günstigsten Umständen.

Statt des etwas kostspieligen Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okulars hat der Autor ein einfacheres, obwohl etwas weniger ge-

Fig. 10.

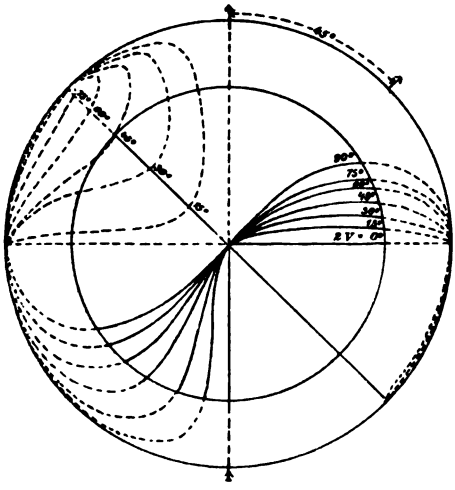


Fig. 11.

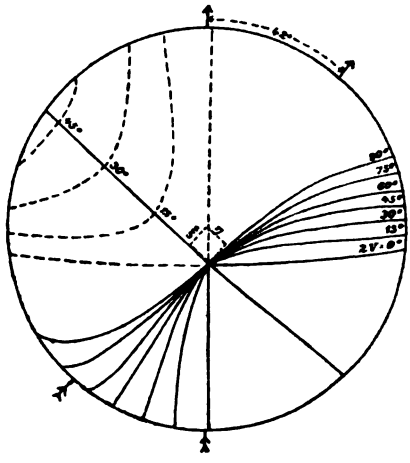


Fig. 12.

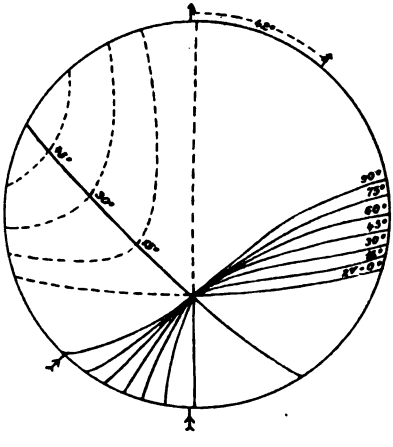
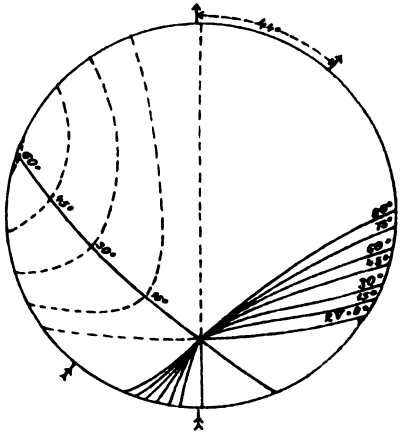


Fig. 13.



In Fig. 10—13 sind die Null-Isogyren so konstruiert, wie sie erscheinen würden, wenn die Krystallplatte und das Medium gleichen Brechungsindex hätte, kurz es ist eine orthographische Projektion der Erscheinung im Krystalle gegeben. In Fig. 10 ist der Schnitt senkrecht zu einer Achse, in den übrigen Figuren macht der schnittnormale Winkel mit der Achse, welche in Parallelkreis-Koordinaten ausgedrückt betragen:

Fig. 11	$\xi_0 = 5^0$	$\eta_0 = 6^0$
12	12^0	13^0
13	20^0	20^0

Der Winkel der Tischdrehung und infolgedessen die neue Position der Schwingungsrichtung des Polarisators ist in jedem Falle durch die Pfeile angedeutet.

naues Okular konstruiert, bestehend aus einem Ramsden-Okular mit einer fein eingravierten Kreuzteilung in der Brennebene (Anordnung ähnlich wie im Czapski-Okular), Nach Einschaltung der Amici-Bertrandschen Linse wird das sekundäre Interferenzbild eingestellt auf die Brennebene des Okulars, wo nun der Ort jedes Punktes nach seinen Koordinaten abgelesen werden kann. Die Reduktion auf Winkel im Krystall und die Übertragung in Projektion erfolgt dann genau wie beim Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular.

Auch die von Becke zuerst beschriebene Kleinsche Linse kann für die neue Beobachtungsmethode gebraucht werden. Man braucht nur die einfache Mikrometerskala durch das feine Koordinaten-Mikrometer zu ersetzen.

Messungen.

Um das Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular unter verschiedenen Bedingungen zu prüfen, wurden zuerst orientierte Platten bekannter Minerale, wie Topas, Aragonit, Muscovit, gewählt und der Winkel der optischen Achsen in Na-Licht mit einem Wülfingschen Achsenwinkelapparat gemessen. Der so erhaltene Wert des Achsenwinkels wurde als korrekt angesehen und diente als Vergleichsmaß für alle Methoden. Für jedes Mineral wurde eine Reihe von Messungen des Achsenwinkels an verschiedenen orientierten Platten durchgeführt und der Grad der Genauigkeit in jedem Falle angemerkt.

Messungen mit dem Achsenwinkelapparat.

Der Winkel der optischen Achsen im Na-Licht am Wülfingschen Apparat variierte nur wenig; es werden die Mittel von je fünf Bestimmungen angegeben.

Topas, Willard Cy., Utah
$2E = 126° 13'$ $2V = 66° 42'$

Aragonit, Bilin, Böhmen
$2E = 31° 09'$ $2V = 18° 22'$

Muscovit a
$2E = 71° 40'$

Muscovit b
$2E = 59° 42'$

Messungen mit dem Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular.

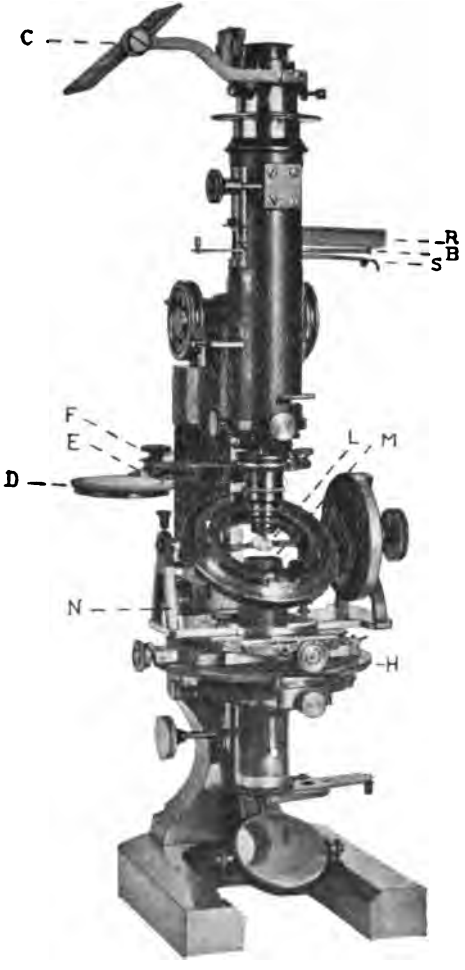
Die unten angeführten Werte erscheinen in der reduzierten Form, fertig zur Eintragung in die Projektion nach Umwandlung der Mikrometerablesungen in Winkel in Luft und ferner in wahre

Winkel gemäß dem mittleren Brechungsindex β. Die Fehler infolge der starken Doppelbrechung des Aragonit machen sich hier bereits bemerkbar. In den folgenden Tabellen bedeutet h die horizontale, v die vertikale Mikrometerschraube des Okulars, A_1 und A_2 die im Feld sichtbaren optischen Achsen, P_1 und P_2 bezeichnet Punkte der Achsenbarre in Diagonalstellung.

	h	v	
Topas (1)			
A_1 . .	3·5°	0·0°	$2V=64·5°$
P_1 . .	5·5°	17·5°	
(2)			
A^1 . .	5·3°	0·3°	$2V=65·5°$
P_1 . .	7·6°	17·2°	
Aragonit (1)			
A_1 . .	7·0°	9·8°	$2V_{A_1A_2}=18·0°$
A_2 . .	−10·8°	9·8°	$2V_{P_1A_1}=18·5°$
P_1 . .	17·8°	6·8°	$2V_{P_2A_2}=14·0°$
P_2 . .	−17·5°	6·8°	
(2)			
A_1 . .	4·6°	20·0°	$2V_{A_1A_2}=17·9°$
A_2 . .	−13·2°	20·0°	$2V_{P_2A_2}=19·0°$
P_1 . .	5·0°	3·0°	$2V_{P_1A_1}=23·0°$
P_2 . .	−23·5°	3·0°	
(3)			
A_1 . .	7·3°	1·8°	$2V_{A_1A_2}=18·5°$
A_2 . .	−11·5°	1·8°	$2V_{P_1A_1}=18·0°$
P_1 . .	20·6°	18·8°	
Muscovit (a) (1)			
A_1 . .	35·5°	0·0°	$2E=71·0°$
A_2 . .	−35·5°	0·0°	
(2)			
A_1 . .	0·0°	36·0°	$2E=72·0°$
A_2 . .	0·0°	−36·0°	
Muscovit (b) (1)			
A_1 . .	30·1°	0·0°	$2E=60·2°$
A_2 . .	−30·1°	0·0°	
(2)			
A_1 . .	0·0°	30·0°	$2E=60·0°$
A_2 . .	0·0°	−30·0°	

Zum Zwecke des Vergleiches und der Vollständigkeit wurden an denselben Schliffen Messungen mit dem Beckeschen Zeichentisch gemacht. Der Autor hatte keine Gelegenheit, diesen Zeichentisch zu sehen und zu gebrauchen und hat in der Werkstätte des geophysikalischen Laboratoriums eine drehbare geteilte Scheibe (Fig. 14)

Fig. 14.

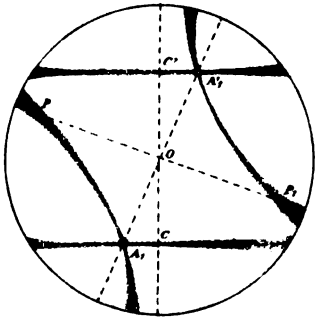


In dieser Figur ist C die Camera lucida, D die mit Gradteilung versehene Drehscheibe des Zeichentisches getragen von dem Arm E, der mittelst des Klemmstückes F am Stativ des Mikroskops in passender Entfernung von C befestigt ist; R der axiale Winkelspiegel, B die Bertrand Amici-Linse, S das Gleitdiaphragma, L die obere Linse des Kondensorsystems befestigt in einem Messingring in dem Horizontalkreis H_3 des Universaltisches, N Messingzylinder zur Befestigung des unteren Teiles M des Kondensorsystems.

herstellen lassen. Diese Scheibe ist von einem Arm getragen und kann leicht am Mikroskop befestigt werden. Im Gebrauch hat sie sich bequem und zufriedenstellend bewährt.

Ist einmal die Stellung dieses Tisches so fixiert, daß seine Drehungsachse nach der Reflexion in der Camera lucida mit der optischen Achse des Mikroskopes zusammenfällt, und befindet er sich in der deutlichen Sehweite vom Auge, so muß seine Konstante K entsprechend dem K des Mikroskopes in der Formel $D=K \sin E$ auf einem der früher angegebenen Wege bestimmt werden. Die Abstände A_1 und P_1 (Fig. 15)

Fig. 15.



der Interferenzfigur werden dann direkt von der Zeichnung gemessen und bestimmt und in stereographische Projektion übertragen, wo dann der Winkel der optischen Achsen auf eine der früheren Methoden bestimmt wird.

Messungen mit Beckes Zeichentisch.

Um Raum zu sparen, sind die Resultate in der reduzierten, unmittelbar zur Eintragung in die Projektion geeigneten Form mitgeteilt. Es bedeutet φ den Azimutwinkel mit der horizontalen E-W-Linie der Projektion, ρ die Poldistanz A_1 wie gewöhnlich den sichtbaren Achsenpunkt, P_1 einen Punkt der dunklen Achsenbarre.

Topas

	φ	ρ
A_1 . .	0·0°	5·0°
P_1 . .	65·0°	20·5°

Nach Projektion dieser Winkel und Ausführung der erforderlichen Konstruktionen wurde der Winkel der optischen Achsen für diesen Schnitt bestimmt zu: $2V=62·5°$. Für einen zweiten Schliff erhielt ich:

	φ	ρ	
A_1 . .	— 8·0°	3·8°	$2V=70°$
P_1 . .	—72·0°	19·6°	

Für einen dritten Schliff:

	φ	ρ	
A_1 . .	+ 27·0°	8·0°	$2V=63°$
P_1 . .	—58·0°	23·0°	

Das Mittel dieser drei Werte ist: 65·2°.

Aragonit. Beim Aragonit ist der Achsenwinkel so klein, daß die direkte Bestimmung von $2V_{A_1A_2}$ in allen Fällen auf einen Grad genau sein sollte. Aber die Doppelbrechung ist so stark, daß bei Einführung eines Punktes P_1 oder P_2 auf der Achsenbarre die Annahme des Brechungsindex β für diesen Punkt entschieden einen Fehler herbeiführt. Der Gebrauch des Brechungsindex β setzt kleine Differenzen der Hauptbrechungsindices voraus, wenn die so entstehenden Fehler nicht zu groß werden sollen.

	φ	ρ	
(1)			
A_1 . .	$-80{\cdot}0^\circ$	$17{\cdot}5^\circ$	$2V_{A_1A_2}=17{\cdot}4^\circ$
A_2 . .	$-130{\cdot}0^\circ$	$23{\cdot}0^\circ$	$2V_{P_1A_1}=17{\cdot}5^\circ$
P_1 . .	$+15{\cdot}0^\circ$	$18{\cdot}4^\circ$	
(2)			
A_1 . .	$-10{\cdot}0^\circ$	$8{\cdot}0^\circ$	$2V_{A_1A_2}=18{\cdot}3^\circ$
A_2 . .	$-17{\cdot}1^\circ$	$10{\cdot}6^\circ$	$2V_{P_1A_1}=21{\cdot}0^\circ$
P_1 . .	$+42{\cdot}0^\circ$	$21{\cdot}0^\circ$	
(3)			
A_1 . .	$+44{\cdot}0^\circ$	$28{\cdot}3^\circ$	$2V_{A_1A_2}=18{\cdot}0^\circ$
A_2 . .	$+85{\cdot}0^\circ$	$19{\cdot}5^\circ$	$2V_{P_2A_2}=17{\cdot}6^\circ$
P_2 . .	$-15{\cdot}5^\circ$	$18{\cdot}4^\circ$	
(4)			
A_1 . .	$-56{\cdot}0^\circ$	$11{\cdot}2^\circ$	$2V_{A_1A_2}=17{\cdot}5^\circ$
A_2 . .	$-140{\cdot}0^\circ$	$14{\cdot}3^\circ$	$2V_{P_1A_1}=16{\cdot}0^\circ$
P_1 . .	$+29{\cdot}0^\circ$	$23{\cdot}4^\circ$	$2V_{P_2A_2}=16{\cdot}0^\circ$
P_2 . .	$+158{\cdot}0^\circ$	$26{\cdot}0^\circ$	

Die Werte für $2V_{A_1A_2}$ weichen nicht um mehr als 1° vom wahren Wert ab, während jene für $2V_{P_1A_1}$ um mehr als 5° Abweichung zeigen.

Muscovit (a)			
A_1	$0{\cdot}0^\circ$	$35{\cdot}6^\circ$	$2E_{A_1A_2}=71{\cdot}2^\circ$
A_2	$0{\cdot}0^\circ$	$-35{\cdot}6^\circ$	

Zusammenfassung.

In den Dünnschliffen werden die Minerale erkannt und bestimmt nach ihren verschiedenen optischen Eigenschaften, wobei der Wert einer gegebenen optischen Eigenschaft bis zu einem gewissen Grade abhängig ist von der Leichtigkeit und Genauigkeit, mit der sie bestimmt werden kann, und dem Grad ihrer Unabhängigkeit

von der Schnittrichtung. Für anisotrope Minerale ist der Winkel der optischen Achsen und damit der optische Charakter ein äußerst wichtiges und nützliches diagnostisches Merkmal. Bis vor kurzem konnte aber die Messung desselben nur an einer sehr eng begrenzten Zahl von Durchschnitten besonders günstiger Minerale ausgeführt werden, und war daher nicht von allgemeiner Anwendbarkeit. Neulich hat Professor Becke gezeigt, wie man mit seinem Zeichentisch den Winkel der optischen Achsen an allen Durchschnitten bestimmen kann, welche wenigstens eine optische Achse im Gesichtsfeld zeigen, und hat so die Anwendbarkeit dieses Merkmals wesentlich gesteigert.

Auf den vorangehenden Seiten wurde eine neue Methode beschrieben, durch welche man unter Anwendung eines neuen Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okulars ähnliche Messungen ausführen kann. Eine Vergleichung dieser Methode mit der des Beckeschen Zeichentisches zeigt, daß beide gleich allgemein anwendbar sind, daß die Resultate in Schnitten, wo beide Achsen im Gesichtsfeld erscheinen, genauer sind als in anderen Schnitten. Der Fehler beträgt dann nur $\pm 1^{\circ}$; wenn nur eine optische Achse im Gesichtsfeld erscheint, ist der wahrscheinliche Fehler unter den günstigsten Umständen etwa 2—3° für das Mikrometer-Okular und 4—5° für den Beckeschen Zeichentisch. Die Zeit für die Ausführung der Messung ist mit dem neuen Okular ungefähr die Hälfte jener, die für den Zeichentisch erforderlich ist, während der subjektive Faktor, der bei der letzteren Methode eine Rolle spielt, bei der ersteren nicht in Betracht kommt. Indessen sollten beide Methoden als Näherungsmethoden aufgefaßt werden, welche gute Resultate nur unter günstigen Umständen geben, wenn die Achsenbarren scharf entwickelt sind und der Einfluß der Doppelbrechung vernachlässigt werden kann.

Im Laufe der Untersuchung wurde die Genauigkeit der Mallardschen Formel, welche bei beiden Methoden benutzt wird, auf einem neuen Weg geprüft und mit der Erfahrung in guter Übereinstimmung gefunden. Eine Reihe von genau konstruierten Zeichnungen von Interferenzfiguren wurde beigegeben, um den Grad der Genauigkeit zu illustrieren, der für verschiedene Schnittlagen nach diesen Methoden zu erwarten ist.

Geophysikalisches Laboratorium,
Carnegie Institut in Washington, D. C., U. S. A., 30. Juli 1907.

XII. Über einige Gesteine des Vulkans Meru in Ostafrika.

Von **B. Mauritz.**

Die hier beschriebenen Gesteine wurden von den Herren Prof. Dr. K. Uhlig und Dr. Jäger auf einer Expedition in Deutsch-Ostafrika gesammelt, welche mit Unterstützung durch die Otto Winter-Stiftung ausgeführt wurde.

Die Eruptivgesteine des ostafrikanischen Grabens gehören der Foyait-Theralith-Reihe an. Im Gebiete der mächtigen Vulkane Kilimandscharo und Meru sind die Effusivgesteine der Alkalitrachyt-, Phonolith-, Trachydolerit- und Tephritfamilien vertreten.

Genauere Untersuchungen über die petrographische Beschaffenheit der Gesteine des Vulkans Meru sind schon vorhanden. So beschreibt Rosiwal[1]) einen Hornblendephonolith anstehend im „Bette des Magsuruflusses am Berge Meru“ und ein Nephelinitgerölle gleichfalls aus dem Bette des Magsuruflusses; Mügge[2]) untersuchte einen Tephrit aus der Umgebung des Meruberges.

Über den benachbarten Kilimandscharo sind noch ausführlichere Angaben gleichfalls bei Rosiwal und Mügge, außerdem bei J. S. Hyland[1]) und Finkh[2]) zu finden.

Die von mir untersuchten Gesteine stammen vom Vulkan Meru und dessen nächstliegender Umgebung. Sie sind richtige Übergangstypen der Phonolith-Tephrit-Reihe. Hiermit die ausführliche Beschreibung der einzelnen Gesteine:

---

[1]) Rosiwal, Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika. Denkschriften der kais. Akademie der Wiss., Wien 1891. Bd. 58, pag. 487 u. 489.

[2]) Mügge, Über einige Geteine des Massailandes. Neues Jahrb. Beil. Bd IV, pag. 578.

Ein Lavablock in der Ebene zwischen Kilimandscharo und Meru am See Olduroto ebor. Aus den Brockentuffen bei ca. 1500 *m* Meereshöhe.

Das Gestein ist ein Nephelinit. Mit bloßem Auge erkennt man in einer grünlich-aschgrauen, etwas porösen Grundmasse zahlreiche Nephelin- und Pyroxeneinsprenglinge. Der Nephelin tritt in scharf idiomorphen Krystallen auf, erreicht bis 3 *mm* Durchmesser, zeigt vollkommenen Glasglanz und wird von den Flächen der Formen {10$\bar{1}$0} und {0001} begrenzt; somit hat er den üblichen kurzprismatischen Habitus. Schon makroskopisch fällt die gute Spaltbarkeit nach der Basis auf, eine Eigenschaft, die dem Nephelin nicht immer eigen ist. Die Pyroxene haben schwarzgrüne Farbe, prismatischen Habitus aus den Formen {100}, {010}, {110} und {$\bar{1}$11}. Sie erscheinen etwas abgeplattet durch starkes Hervortreten der Form {100}. Hie und da erkennt man noch einen gelblichbraunen Titanit-Einsprengling.

Das Pulver des Gesteins gelatiniert sehr leicht mit Salzsäure; aus der salzsauren Lösung krystallisiert Kochsalz in großen Mengen aus. Im Platintiegel schmilzt es sehr leicht zu einem schwärzlichen Glase.

Im Schliffe erscheint der Nephelin in fast quadratischen und hexagonalen Durchschnitten; öfters ist parallel den Basis- und Prismenkanten eine schwache Zonenstruktur angedeutet. Der Habitus ist frisch und glasig, selten sieht man eine auf den hie und da vorhandenen Sprüngen vorschreitende Zersetzung, wobei durch Infiltration in radialstrahligen Aggregaten dunkelbraun gefärbte Eisenoxyde und Calcit sich ausscheiden. Auffallend ist die gute Spaltbarkeit nach der Basis mit scharfen Spaltrissen; weniger deutlich ist die Spaltung nach den Prismenflächen.

Es sind auch einige sternförmig zusammengebaute, wie Zwillinge erscheinende Nephelinkomplexe vorhanden.

Von Einschlüssen sind die Nephelineinsprenglinge fast ganz frei; nur spärliche Augitnädelchen und Titanitkryställchen wurden beobachtet. Mikrochemisch kann man in diesen Nephelineinsprenglingen neben einem kleinen Gehalt an Kalium auch Spuren von Calcium nachweisen.

---

[1]) Hyland, Über die Gesteine des Kilimandscharo und dessen Umgebung. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 1888, X, 203.

[2]) Finkh, Die Rhombenporphyre des Kilimandscharo. Festschrift H. Rosenbusch, 373.

Feldspate als Einsprenglinge sind nicht vorhanden.

Unter den farbigen Einsprenglingen sind in großer Fülle die monoklinen Pyroxene vertreten. Sie sind stets idiomorph, prismatisch oder sogar nadelförmig ausgebildet; aber auch nach {100} tafelförmige Individuen sind vorhanden.

Die prismatischen Krystalle geben achteckige Querschnitte, wobei die Flächen von {100} und {010} größer entwickelt sind und von derjenigen der Form {110} schmal abgestumpft werden. Die mehr nach {100} tafelförmigen Einsprenglinge sind oft nur sechseckig durch Ausfall der Längsflächen.

Nach ihrem optischen Verhalten wurden sie als Ägirinaugite bestimmt. Die Auslöschung im Winkel β auf der Fläche {010} beträgt $c : c = 54—56^0$.

Hiernach stehen diese Pyroxene an der Grenze zwischen den Augiten und den Ägirinaugiten. Opt. Charakter positiv. $2V = 65^0$ ca. mit Hilfe der Mallardschen Konstanten bestimmt. Die Bissectricendispersion ist kräftig, so daß im Tageslicht keine volle Auslöschung eintritt. Die optische Achse A ist nicht merkbar, die Achse B stark dispergiert[1]), an dem konkaven Hyperbelsaum blau, somit $\upsilon < \rho$, Pleochroismus ziemlich kräftig: α dunkelgrasgrün, β heller grün, γ gelblich. Mit Hilfe des optischen Verhaltens ist oft eine Zonarstruktur zu erkennen, doch ändert sich die Auslöschungsschiefe auf der Fläche {010} nur um $3—4^0$, die äußeren Schalen sind an dem Ägirinmolekül reicher; oft ist auch eine Rekurrenz in dem zonaren Aufbau zu erkennen, indem an Ägirinmolekülen reichere Schalen mit ägirinärmeren wechseln. Andeutungen einer Sanduhrstruktur sind auch vorhanden. Zwillinge nach {100}, oft polysynthetisch sind sehr verbreitet. An Einschlüssen sind diese Ägirinaugiteinsprenglinge sehr reich, besonders gern enthalten sie Titanit, Apatit und Magnetitkryställchen; selten sind Glaseier mit Glasporen.

Amphibolmineralien fehlen vollkommen.

Titanit ist stets in großer Quantität vorhanden; seine Kryställchen sind groß genug, daß sie mit Hilfe der Lupe noch eben erkennbar sind. Er ist stets scharf idiomorph, mit großen {011}-Flächen, die Schnitte sind spitz-rhombisch. Fast sämtliche Individuen sind Zwillinge nach {001}, die Grenze läuft gewöhnlich genau parallel

[1]) Siehe Rosenbusch: Mikrosk. Physiogr., Bd. I, 2. Teil, pag. 209, Fig. 93.

der langen Diagonalen, der Pleochroismus sehr schwach, aber erkennbar.

Sie enthalten immer sehr viele Einschlüsse von Ägirinaugit- und Apatitnädelchen und Erzkörnchen. In einigen Fällen scheinen Ägirinaugit und Titanit gesetzmäßig verwachsen zu sein, doch ließ sich in der Beziehung nichts näheres feststellen.

Magnetit ist nur in größeren Krystallen zu finden, er zeigt vier- oder sechsseitige Durchschnitte; der eigentlichen Grundmasse fehlt er vollkommen.

Die bis jetzt aufgezählten Mineralien gehören der ersten intratellurischen Generation an; die Ausscheidungsfolge wäre: Apatit-Titanit-Magnetit, Aegirinaugit-Nephelin. An einigen Stellen scharen sich diese Gemengteile zusammen, wodurch echte hypidiomorphkörnige, wie Einschlüsse aussehende Urausscheidungen entstehen, die einem Ijolith vollkommen ähnlich sind. Sie bestehen aus feinen, dünnen, oft bestäubten Apatitnädelchen, wenigen Magnetitkryställchen, vielen scharf idiomorphen Titanitkrystallen, hypidiomorphen Augitsäulchen und viel Nephelin. Der letztere ist gegenüber der Grundmasse idiomorph, sonst füllt er die Lücken zwischen den anderen Mineralbestandteilen aus.

Die Grundmasse ist sehr dicht und trachytisch struiert. Sofort auffallend ist der Reichtum an farbigen Elementen. Sie besteht aus Feldspatleisten, Ägirinfetzen, Sodalithkryställchen und wenig Glas mit etwas Nephelinfülle. Die Feldspatleisten sind fast stets Zwillinge, aber nur aus zwei Individuen, selten sieht man Drillinge; polysynthetische Zwillinge mit noch mehreren Individuen findet man nicht. Sie sind begrenzt durch die Flächen {001} und {010}; die Dimensionen gehen nur bis 0·03 *mm*. Die Auslöschungsschiefe ist sehr klein, bis 3—4°; der Brechungsexponent liegt unter dem des Kanadabalsams, selten ungefähr in derselben Höhe. Näheres konnte infolge der minimalen Dimensionen nicht festgestellt werden. Aller Wahrscheinlichkeit nach haben wir es hier mit zwei verschiedenen Feldspaten zu tun; im Übergewicht scheint ein Sanidin oder noch wahrscheinlicher ein Anorthoklas, in kleinerer Quantität ein saurer Plagioklas (Oligoklas) vorhanden zu sein. Von den farbigen Mineralien ist in der Grundmasse nur ein Pyroxen vertreten, dieser aber in großer Menge. Die optischen Eigenschaften weisen auf einen Ägirinaugit, ähnlich demjenigen, der auch als Einsprengling beschrieben war.

Nur ist er hier nie idiomorph, sondern nur in Fetzen und Stacheln ausgebildet; zwischen den Feldspatleisten eingeklemmt, weben sich dieselben oft zu einem Filz zusammen. Mit Hilfe der Ätzung durch Salzsäure und darauffolgende Tinktion ist zwischen den Feldspatleisten Nephelin und stellenweise auch ein wenig Glas nachzuweisen. Bei dem Nephelin tritt nach der Ätzung die Krystallform hervor. Sehr charakteristisch sind die reichlich vorhandenen Sodalithkrystalle. Trotz ihrer minimalen Dimensionen (3—5 μ) sind sie stets streng idiomorph mit sechsseitigen Umrissen; sie sind sehr leicht erkennbar an der sehr schwachen Lichtbrechung und an der Isotropie. Analytisch ist die Anwesenheit von Chlor und die Abwesenheit der Schwefelsäure nachgewiesen worden.

Nach seinem Mineralbestande ist das Gestein ein Übergangstypus von den Phonolithen zu den Nepheliniten. Von dem ersten unterscheidet sich das Gestein durch die Abwesenheit der Sanidineinsprenglinge und durch den Reichtum an farbigen Mineralien; gegenüber den echten Nepheliniten der etwas mehr salische Charakter.

Lava aus der Ebene am Südfuße des Meru am Flüßchen Natumore bei 1300 *m* Meereshöhe.

Das Gestein ist typischer Trachydolerit. In einer dunkelaschgrauen, sehr frischen Grundmasse sitzen zahlreiche Pyroxeneinsprenglinge in Form und Habitus ähnlich dem im vorigen Gestein beschriebenen; außerdem sind leicht zu erkennen die wenigen, bis 4 *mm* großen Feldspateinsprenglinge, die teilweise eine gut sichtbare dichte Zwillingsstreifung zeigen, teilweise aber davon ganz frei sind. Ihre Umrisse sind selten idiomorph. Hie und da erkennt man eine fast vollkommen resorbierte Hornblende. Nephelineinsprenglinge sind nicht vorhanden. Das Gestein gelatiniert außerordentlich leicht mit Salzsäure; aus der Lösung krystallisiert Kochsalz in reichlichen Mengen.

Die Feldspateinsprenglinge erwiesen sich in orientierten Schnitten teils als Albite, teils als Anorthoklase. Die Albite sind in höherem Grade idiomorph und bestehen aus zahlreichen Zwillingslamellen. Sie zeigen eine ausgezeichnete Spaltbarkeit nach {010} und besonders nach {001}. An sehr dünnen Spaltblättchen nach {001} wurde die Auslöschung $+4^{\circ}$ gefunden, der Brechungsexponent liegt bedeutend unter demjenigen des Kanadabalsams. Mikrochemisch wurde neben

Natrium eine ziemliche Quantität Kalium und nur sehr wenig Kalzium nachgewiesen. Diese Einsprenglinge enthalten sehr vereinzelt Einschlüsse von Pyroxen, Hornblende, Titanit, Magnetit und Apatitkryställchen.

Der Anorthoklas ist ganz allotriomorph, makroskopisch ohne erkennbare Zwillingsstreifung, die Spaltbarkeit bei weitem nicht so gut wie bei den Albiten. Die Spaltblättchen nach {001} lassen eine außerordentlich feine, etwas verwachsene Gitterstruktur erkennen, ähnlich wie an den Anorthoklasen eines Hornblende-Phonolithgesteines von Meru, das schon Rosiwal[1]) beschrieben hat. Der Brechungsexponent liegt bedeutend unter demjenigen des Kanadabalsams. Die Auslöschungsschiefe auf der Fläche {001} ist zirka 1°. Mikrochemisch konnte man Natrium und Kalium ungefähr im Gleichgewicht und noch Spuren von Kalzium nachweisen. Die Gitterstruktur ist jedoch nicht immer deutlich zu erkennen. Mehrere Feldspateinsprenglinge, die gleichfalls zu den Anorthoklasen gehören, zeigen nämlich keine Gitter- oder Zwillingsstruktur, aber die Auslöschung ist undulös oder zwischen gekreuzten Nicols ist eine gewisse verwaschene Felderteilung vorhanden, wobei wieder manchmal einzelne Felder die Gitterstruktur sehen lassen. Diese Anorthoklaseinsprenglinge sind regelmäßig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Die Einschlüsse sind dieselben wie im Albit. Beide Feldspate haben ganz frischen und glasigen Habitus.

Die reichlichen Pyroxeneinsprenglinge sind gleichfalls Ägirinaugite und im optischen Verhalten sehr ähnlich dem vorher beschriebenen; $c : c = 56°$ im stumpfen Winkel β, $2V = 65°$ zirka, Doppelbrechung positiv; die optische Achse A sehr schwach, die Achse B stark dispergiert, der konkave Hyperbelsaum blau; Bissectricendispersion sehr stark, keine Auslöschung im Tageslicht; $\upsilon < \rho$; zonare Struktur ist öfters vorhanden, auch die Sanduhrstruktur angedeutet. Die Ägirinaugiteinsprenglinge enthalten sehr viele kleine Einschlüsse von Titanit, Apatit und seltener von Magnetit.

Sehr spärlich sind die Hornblendeeinsprenglinge. Sie sind fast nie idiomorph und stets ist ein starker Resorptionsrand vorhanden. Derselbe besteht aus grünen Augitnädelchen, Magnetit und einer farblosen Füllmasse. Die Augitnädelchen liegen entweder richtungslos

[1]) L. c. Taf. II, Fig. 2.

durcheinander oder sie sind parallel der Hornblende angelagert. Oft sind diese Hornblendeindividuen vollkommen resorbiert; an ihrer Stelle ist dann nur ein Magneteisenhaufen vorhanden, umgeben von einem Kranz grüner Augitnadeln, so daß von der Hornblende selbst gar nichts mehr zu erkennen ist. Diese Hornblende gehört in die Reihe der barkevikitischen Hornblenden; makroskopisch samtschwarz, stark glänzend, im Schliffe tiefbraun durchsichtig mit starkem Pleochroismus; $c : c = 4—6°$ wegen Mangel an Formausbildung nicht zu unterscheiden, ob im stumpfen oder spitzen Winkel β. Diese Hornblendeeinsprenglinge sind sehr reich an Einschlüssen, besonders von gedrungenen bestaubten Apatitkrystallen, welche auch nach der Resorption in den Erzhaufen frisch enthalten blieben. Hornblende und Ägirinaugit kommen auch in Parallelverwachsung vor, wobei die Hornblende mehr oder weniger resorbiert wurde, der Ägirinaugit aber ganz frisch blieb. Der Apatit erreicht öfters größere Dimensionen, entweder in dünnen Nadeln oder in gedrungenen Prismen mit Basis und Pyramide, stets braun gefärbt infolge der parallel der vertikalen Achse geordneten feinen nadelförmigen Einschlüsse. Einsprenglingartig erscheint noch der scharf idiomorphe Titanit, ganz mit denselben Eigenschaften wie in dem vorher beschriebenen Nephelinit; er enthält gleichfalls sehr viele Einschlüsse.

Die Grundmasse ist trachytisch struiert. Sie besteht aus Feldspatleisten, Ägirinaugit-, Sodalith-, Magnetit- und ?Cossyritmikrolithen. Die Feldspatleisten sind fast stets Zwillinge, aber sehr selten polysynthetisch; offenbar gehören sie wieder wie vorher dem Sanidin (oder Anorthoklas) und einem sauren Plagioklas an. Die zahlreichen scharf idiomorphen Sodalithe erreichen hier etwas bedeutendere Dimensionen bis 0·05 *mm*; die Ägirinaugite mit sehr schiefer Auslöschung bilden nur Fetzen, unregelmäßige Läppchen und kurze Stacheln; sie sind ganz eingeklemmt zwischen den Feldspatleisten. Hier erscheint Magnetit auch in der Grundmasse in ziemlicher Quantität, bildet aber nur winzige Kryställchen. Das als Cossyrit gedeutete Mineral tritt nur in winzigen Fetzen und Borsten auf; es ist von tiefbräunlichvioletter Farbe und deutlich pleochroitisch bei einer sehr geringen Doppelbrechung. Eine Spaltbarkeit ist bei den kleinen Dimensionen nicht immer wahrnehmbar. Stellenweise reichert er sich so stark an, daß die Feldspatmikrolithe in einem Cossyritmikrolithenfilz liegen. Außer denen ist in der Grundmasse noch ein

Mineral vorhanden, über dessen Natur aber nichts sicheres festgestellt werden konnte. Dasselbe bildet nur winzige, bis 4—5 μ große formlose Körner, mit bläulicher Farbe, durchsichtig, von sehr starkem Brechungsvermögen, ohne merkbare Doppelbrechung.

Zwischen den Feldspatleisten und Ägirinaugitfetzen ist noch Nephelin und Glas mit Hilfe der Ätzung und Tinktion nachzuweisen. Diese Nephelinfülle und ebenso das Glas gelatinieren sehr leicht mit Salzsäure, nach der Tinktion kommen die vier- und sechsseitigen Durchschnitte der Nephelinkryställchen zum Vorschein, während das wenige Glas nur eben in den Ecken zwischen den Feldspatleisten eingeklemmt ist.

Von diesem Gestein wurde von mir eine Analyse (I) (mit einer Kontrolle [II]) ausgeführt:

	I	II	Mol. Prop. in %	Metallatome in %
SiO_2 .	52·78	52·63	60·56	Si . 48·8
TiO_2 .	1·50	1·49		
Al_2O_3 .	19·08	19·34	12·62	Al . 20·2
Fe_2O_3 .	3·63	3·53		
FeO .	3·79	3·76	6·63	Fe . 5·4
MgO .	1·58	1·62	2·66	Mg . 2·2
MnO .	Sp.	Sp.		
CaO .	5·09	4·91	6·13	Ca . 4·9
K_2O .	3·85	—	2·75	K . 4·5
Na_2O .	7·95	—	8·64	Na . 14·0
H_2O .	0·44	—	100·00	100·0
CO_2 .	0·10	—		
P_2O_5 .	0·63	0·54		
Cl .	0·33	—		
	100·75			

Atomzahl 462.
Metallatomzahl 184.
Die Kerne nach Rosenbusch:

$$(NaK)\ AlSi_2 = 74·0$$
$$CaAl_2Si_4 = 6·0$$
$$R_2^{II}Si = 10·4$$
$$R^{II}Si = 9·6$$

Die Berechnung nach Osann[1]):

s	A	C	F	a	c	f	n
60·56	11·40	1·22	14·20	8·5	1·0	10·5	7·6

Laut dieser Berechnung gehört das Gestein in die Familie der Trachydolerite, Typus Arsostrom; das nächstverwandte Gestein wäre der tephritische Trachyt von Bauzá, Columbretes-Inseln (Analyse 267 bei Osann l. c.). In der Grundmasse dieses Gesteins muß der Berechnung nach Orthoklas (oder Anorthoklas) und Plagioklas gleichzeitig vorhanden sein.

Lava des Merunikraters am Towaila (Domberg), südöstlich vom Meru, bei 1500 *m* Meereshöhe.

Das Gestein ist sehr ähnlich dem vorigen und kann als ein phonolithischer Trachydolerit bezeichnet werden. Makroskopisch betrachtet, findet man in einer dunkelgrauen Grundmasse sehr vereinzelte, bis 6 *mm* große Anorthoklaseinsprenglinge und zahlreiche 2—3 *mm* große schwarzgrüne Pyroxeneinsprenglinge; Albiteinsprenglinge sind nicht vorhanden.

Die Anorthoklase sind nur unvollkommen idiomorph und alle nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt; sie zeigen immer sehr deutlich die feine Gitterstruktur. Die Ägirinaugiteinsprenglinge haben eine gute sichtbare Zonarstruktur, die äußeren Schalen sind bedeutend ägirinreicher; sonst hat das Mineral dieselben Eigenschaften wie in den beiden vorher beschriebenen Gesteinen. Hornblendeeinsprenglinge sind spärlich und immer nur in den inneren Partien ungestört erhalten geblieben. Sie gehören in die Reihe der Barkevikite $c : \gamma = 4—6°$, optischer Charakter negativ, $2V = 65—70°$ mit Hilfe der Mallardschen Konstanten bestimmt; c tiefbraun, b braun, a heller rötlichbraun. Die meisten sind vollkommen resorbiert, aber die äußeren Umrisse ziemlich gut erhalten, innen vollkommen mit Magneteisen ausgefüllt, der mit einem Kranz grüner Augitnädelchen und -zapfen umgeben ist. Die reichlichen Einschlüsse, besonders die Apatite sind recht gut erhalten. Zu den intratellurischen Ausscheidungen gehören noch die zahlreichen Titanite, die großen bestäubten Apatite, die

[1]) Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Tschermaks Min.-petr. Mitteil., XX, 461.

seltenen Magnetitkrystalle. Diese ersten Ausscheidungen, besonders gern die Ägirinaugite und die Magneteisenkrystalle bilden oft einschlußartige Komplexe von hypidiomorphkörniger Struktur.

Die Grundmasse ist ausgezeichnet fluidal trachytisch struiert; die hier etwas größeren Feldspatleisten liegen alle parallel dicht aneinandergedrängt; sie sind größtenteils Zwillinge, aber keine Vielinge, der Brechungsexponent liegt bei den meisten weit unter demjenigen des Kanadabalsams und nur bei wenigen ungefähr in derselben Höhe; somit gehören sie größtenteils dem Sanidin an. Die Ägirinaugitfetzen und Läppchen sind an Menge etwas geringer als im vorigen Gestein; die als Cossyrit gedeuteten Stacheln und Blättchen sind gleichfalls anwesend. Winzige Sodalithkryställchen sind reichlich vorhanden. Schlierenweise wird das farblose Glas leicht erkennbar, in welchem dann die Nephelinmikrolithe stark hervortreten. Diese Schlieren sind fast vollkommen frei von farbigen Elementen. In dem reichlichen, sehr schwach lichtbrechenden Glas sind winzige Nephelin-, Feldspat- und Sodalithkrystalle eingestreut; die Grundmasse selbst ist immer ganz frei von Magnetitmikrolithen.

Lava, am Towaila selbst gesammelt, bei zirka 1600 *m* Meereshöhe.

Das Gestein ist gleichfalls ein phonolithischer Trachydolerit; gegenüber dem vorherbeschriebenen Gestein sind nur kleine Unterschiede vorhanden. Es ist an Anorthoklaseinsprenglingen bedeutend reicher, die Gitterstruktur (Zwillingsbildung nach Albit- und Periklingesetz) ist besonders deutlich; mikrochemisch wurde neben Spuren von Kalzium und sehr reichlichem Kalium überwiegendes Natrium nachgewiesen. Die Hornblendeeinsprenglinge zeigen nur einen schwachen Resorptionsrand, die äußere Form ist recht gut erhalten. In der Grundmasse haben die Ägirinaugite keine Fetzen- oder Läppchenform, sondern sind mehr nadelförmig; Sodalith fehlt vollkommen.

Brockentuffe der großen Bresche am Ostmeru, bei zirka 1800 *m* Meereshöhe.

Dieser Tuff besteht aus Bruchstücken verschiedener Gesteine, die durch eine feine Grundmasse zementiert sind, die Grundmasse selbst ist eine verfestigte vulkanische Asche.

Die Mehrzahl der Bruchstücke gehört einem Leucitnephelintephrit an. In einer schon zersetzten schmutziggrauen Grundmasse befinden sich wenige größere Nephelineinsprenglinge und zahlreiche schwarzgrüne Pyroxeneinsprenglinge. Im Schliffe erkennt man, daß die quadratischen und hexagonalen Durchschnitte der Nephelineinsprenglinge ganz trüb sind; infolge der Zersetzung bildete sich ein schwach doppeltbrechender Zeolith. Die reichlichen Pyroxeneinsprenglinge gehören einem Ägirinaugit an; sie sind von derselben Beschaffenheit wie in den Trachydoleriten, oft ganz erfüllt von Titanit-, Apatit- und Magnetiteinschlüssen. Fast die Gesamtmenge des Apatits ist überhaupt nur in den Ägirinaugiten eingeschlossen vorhanden. Titanite mit den für die Alkaligesteine charakteristischen Eigenschaften sind weit verbreitet. Etwas größere Feldspatleisten sind sehr spärlich, fast ohne Ausnahme bestehen sie aus zwei Individuen und nur sehr selten sieht man Drillinge, die Auslöschung erreicht nur 4—5°. Die spärlichen Leucite (mit Dimensionen bis 0·1 *mm*) sind stets idiomorph; wenn noch ganz frisch, zeigen sie keine Doppelbrechung; teilweise sind sie aber in einen schwach doppeltbrechenden Zeolith umgewandelt. Als Einschlüsse kommen feine Augitnädelchen vor, oft zu einem Kranz geordnet. Die Grundmasse ist voll von 1—2 *mm* großen Löchern, die mit einem Zeolith ausgepolstert oder ganz ausgefüllt sind. Der Zeolith zeigt eisblumenartige oder radialstrahlige Wachstumsformen, mit sehr schwacher Brechung und Doppelbrechung; die Längsachse der Strahlen entspricht der kleinsten Elastizität.

Andere Bruchstücke sind sehr reich an Feldspatleisten, die wieder nur Zwillinge und selten Drillinge sind mit wenig schiefer Auslöschung. Daneben enthalten sie viel Ägirinaugit, Titanit, einige größere Magnetite, wenige zersetzte Leucite, aber keinen Nephelin in größeren Krystallen. Die Grundmasse besteht aus dicht gedrängten Feldspatleisten, Ägirinaugitfilz und viel Magnetitmikrolithen; Apatit bildet feine Nadeln und kurze dicke Prismen. Eine Nephelinfülle ist leicht nachzuweisen.

In der feinen schmutziggrauen Masse, durch welche die Bruchstücke zusammengekittet sind, kann man mikroskopisch nur die Einsprenglinge der schwarzgrünen Ägirinaugite, selten auch solche von zersetztem Nephelin erkennen. Das Mikroskop enthüllt reichlichen Leucit in bis 0·1 *mm* großen Individuen, meist ganz frisch

glasig und dann optisch normal, innen oft mit einem Kranz von Augitnädelchen. Spärlich verteilt sind noch große Apatite und Magnetite in der sonst sehr trüben, hie und da doppeltbrechenden Zementmasse.

Dieselbe ist der Aschentuff des Leucit-Nephelingesteins.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, Herrn Geheimrat Professor H. Rosenbusch für seine freundliche Anleitung und bereitwillige Unterstützung meinen besten Dank zu sagen.

XIII. Resultate der Ätzmethode beim Kupferkies.

Von A. Himmelbauer.

(Mit 1 Tafel.)

Erster Teil.

Die Unterscheidung der beiden physikalisch verschiedenen Sphenoide des Kupferkieses hat bereits Haidinger[1]) beschäftigt. Er gab als Unterscheidungsmerkmal an, daß das positive Sphenoid stets gestreift, das negative glänzend sei. Sadebeck[2]) erweiterte diese Angaben: Das positive Sphenoid — in seiner Bezeichnung das Tetraeder erster Stellung — sei, wenn nicht gerieft, so doch matt, manchmal auch mit einem Überzug bedeckt, der dem glatten negativen Sphenoide fehle. Sehr wichtig erschienen ihm die Skalenoeder, die er gewissermaßen als Leitform des einen (positiven) Sphenoides betrachtete. Dies glaubte er aus seinen Beobachtungen schließen zu dürfen. Während er aber selbst zugab, daß ein von Haidinger angegebenes Skalenoeder nach dessen Beschreibung ein negatives sei, also seiner Regel widerspräche, stellte er als ausnahmslosen Satz hin, daß die Skalenoeder immer nur in einer Stellung aufträten. Wie es bei der verhältnismäßig geringen Zahl von Vorkommen, die Sadebeck untersuchte, wohl zu erwarten war, haben sich diese Regeln als unhaltbar herausgestellt.

Soweit die späteren Arbeiten über Kupferkies, deren Zahl infolge der Gründlichkeit Sadebecks nicht sehr groß ist, die physikalischen Unterschiede zwischen positivem und negativem Sphenoid berücksichtigten, geschah dies immer im Sinne des genannten Forschers.

---

[1]) Memoirs of the Wernerian Society, Vol. IV, pag. 1.

[2]) Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, 20, pag. 603.

Dabei stellte sich wiederholt heraus, daß die Methode nicht vollkommen sicher war und den Beobachter manchmal im Stiche ließ. Es lag daher nahe, zur Ätzmethode zu greifen. In der Literatur fand ich eine einzige Erwähnung, die darauf Bezug hat, in der Arbeit von Zoltan Toborffy über Kupferkiese von Pulacayo.[1]) Der Verfasser bemerkt, daß die Auflösungsversuche mit Salpetersäure nur erkennen ließen, daß die Fläche $(1\bar{1}1)$ widerstandsfähiger sei als (111). Mit Schwefelsäure bekam er auf $(1\bar{1}1)$ kleine Ätzfiguren, die die sphenoidische Symmetrie des Kupferkieses bewiesen.

In allerjüngster Zeit, bereits nach Vollendung dieses Teiles, hat Beckenkamp[2]) den Kupferkies von Arakawa, Provinz Ugo in Japan beschrieben und kommt zu dem merkwürdigen Resultate, daß das Mineral rhombisch-pyramidal krystallisiere und die gewöhnlich vorkommenden Krystalle (mit Ausnahme des Vorkommens von Arakawa und French Creek ziemlich alle!) Ergänzungszwillinge seien. Auf die Arbeit will ich am Schlusse des ersten Teiles zurückkommen, ebenso auf die Ansichten von Goldschmidt und Fedorow.

Als Untersuchungsmaterial dienten folgende Stufen:

Schlaggenwald (Böhmen). Mehrere Stufen aus dem mineralogischen Museum mit blauem Fluorit und Quarz; auf einer derselben waren große Krystalle zum Teil mit einer Verwitterungsrinde bedeckt. Eine Stufe aus der k. k. geologischen Reichsanstalt zeigte große Krystalle mit Apatit und Albit.

Klausen (Tirol). Größere, schlecht ausgebildete Krystalle (Mineralogisch-petrographisches Institut).

Schemnitz (Ungarn). Zwei Stufen. Krystalle mit matter Oberfläche mit Bleiglanz auf Quarz (Mineralogisches Museum).

Freiberg (Sachsen). Große, undeutliche Krystalle auf Calcit (k. k. Hofmuseum A r 83) und kleine Krystalle (Mineralogisch-petrographisches Institut).

Harz (Deutschland). Kleine Krystalle mit Dolomit auf Quarz (k. k. Hofmuseum A w 388).

Ems (Deutschland). Kleine Krystalle auf Quarz (k. k. Hofmuseum F 3665).

Siegen (Deutschland). Schöne große Krystalle (k. k. Hofmuseum A k 96).

---

[1]) Zeitschrift für Krystallographie etc., XXXIX, pag. 366.

[2]) Zeitschrift für Krystallographie etc., XLIII, pag. 43.

Ramberg bei Daaden (Deutschland). Größere matt angelaufene Krystalle (k. k. Hofmuseum A r 74).

Burgholdingshausen (Deutschland). Sehr gute Krystalle (Mineralogisches Museum und Mineralogisch-petrographisches Institut).

St. Goar am Rhein (Deutschland). Ganz ähnlich wie das Vorkommen bei Burgholdingshausen (Sammlung Dr. Perlepp).

Dudweiler a. d. Saar (Deutschland). Kleinere Krystalle mit Millerit und Calcit in Klüften der Kohle.

Dillenburg (Deutschland). Größere Krystalle auf Dolomit (k. k. Hofmuseum A r 69), ferner ein ganz anderes Vorkommen mit Millerit (Mineralogisch-petrographisches Institut).

Derbyshire (England).

Cornwall (England). Große Zwillingskrystalle (Mineralogisch-petrographisches Institut).

Liskeard (England). Große, etwas gerundete Krystalle mit Hämatit, Fluorit und Siderit (k. k. Hofmuseum E 396).

St. Agnes (England). Große, schöne Krystalle (k. k. Hofmuseum F 1969).

Baygoni (Spanien, Navarra). Größere Krystalle (Mineralogisches Museum).

French Creek Mine (Nordamerika). Große, skelettförmig entwickelte Krystalle (Mineralogisch-petrographisches Institut).

Joplin Mine (Missouri). Kleine, deutliche Krystalle auf Dolomit.

Als Ätzmittel werden sowohl Säuren als auch Laugen versucht. Nach längeren Versuchen erwies sich von den ersteren nur Königswasser als brauchbar; Salzsäure zeigte gar keine Einwirkung, Salpetersäure nur sehr undeutlich; auch mit Schwefelsäure konnte ich — im Gegensatze zu den Angaben Toborffys — keine Ätzfiguren erhalten. Offenbar herrschten dort andere Versuchsbedingungen, die ja eine große Rolle spielen. Das Königswasser wurde mit Wasser in verschiedenem Verhältnis verdünnt. In den Angaben soll die Abkürzung Kw. 1 aqu. eine Mischung bedeuten, bei der auf 1 Volumen Königswasser 1 Volumen Wasser kam. Bei der Ätzung bildete sich immer eine Ausscheidung von kleinen Schwefeltröpfchen, die mit Schwefelkohlenstoff entfernt wurden.

Die Versuche, mit Laugen Ätzfiguren zu erhalten, wollten lange nicht gelingen. Stark verdünntes Alkalihydroxyd zeigte keine Einwirkung, schmelzendes Ätzkali aber griff die Krystalle unter Bildung einer dicken Oxydationsrinde so heftig an, daß sie zerbrachen.

Schließlich führte die Methode zum Ziele, daß der Kupferkieskrystall an einem Silberdraht mehrere Stunden in stark konzentriertes Natriumhydroxyd bei der Temperatur des Wasserbades eingetaucht wurde. Die Oxydschichte wurde vorsichtig mit Salzsäure entfernt und so die Ätzfiguren bloßgelegt.

Beide Mittel, Königswasser und Natriumhydroxyd, lieferten mikroskopische, aber immer deutliche Ätzfiguren. Die Hoffnung, daß diese ein günstiges Lichtbild geben würden, erfüllte sich aber nicht. Es zeigte sich keine deutliche Kulmination, höchstens ein ganz verschwommener Lichtfleck, an dessen Einstellung nicht zu denken war. Ich mußte mich also auf die mikroskopische Beobachtung der Ätzfiguren einerseits, andrerseits auf Schimmermessungen beschränken.

Als Ausgangsmaterial für die Untersuchung benutzte ich die schönen Krystalle von Schlaggenwald. Sie sind manchmal fast modellartig ausgebildet und zeigen beinahe immer pyramidalen Habitus, indem die beiden Grundsphenoide gleichwertig entwickelt sind. An vielen Krystallen läßt sich kein Unterschied zwischen dem positiven und negativen Sphenoid feststellen; beide sind nach (201) gerieft, glänzend. Der Unterschied tritt erst hervor, wenn sich Anlauffarben zeigen, deutlicher noch, wenn die Krystalle durch den Einfluß chemischer Agentien mit einer Zersetzungsrinde bedeckt sind. Diese tritt dann häufig nur über dem einen Sphenoid auf.

Die Krystalle dieses Fundortes zeigen folgende Flächen (nach der relativen Größe und Häufigkeit geordnet): (111), ($1\bar{1}1$), untergeordnet (201), (001), sehr selten (101). Die von Sadebeck angegebene Fläche (20, 1, 40) konnte ich auf keiner der vielen Stufen, die mir in die Hand kamen, sehen.

Folgende Krystalle wurden untersucht:

Ia_3 Zwilling nach (111).

Gemessen[1]): I. Ind. $001 : 1\bar{1}1 = 54^\circ 9'$ (theor. $54^\circ 20'$)

$001 : \bar{1}11 = 54^\circ 18'$

II. Ind. $111 : \bar{1}\bar{1}1 = 108^\circ 24'$

Zwillingswinkel: $111_{II} : \bar{1}11_{I} = 38^\circ 8'$ (theor. $37^\circ 20'$).[2])

---

[1]) Ich gebe bei jedem Vorkommen die Winkelmessungen an, um die Schwankungen der Werte bei einzelnen zu zeigen.

[2]) Die angegebenen Winkel sind Durchschnittswerte aus je 15 Ablesungen.

Der Krystall wurde eine halbe Minute mit Kw. 1 aqu. geätzt. Die einen Sphenoidflächen sind stark korrodiert, mit ausgeschiedenem Schwefel bedeckt (dieser wurde durch Eintauchen in Schwefelkohlenstoff entfernt). Unter dem Mikroskope tritt auf diesen Flächen eine Streifung parallel den Seitenkanten hervor, außerdem lassen sich undeutliche kegelförmige Ätzhügel erkennen. Die anderen Sphenoidflächen sind mit zierlichen Ätzgrübchen bedeckt, deren Randkanten den Umgrenzungen der geätzten Fläche annähernd parallel gehen. Der monosymmetrische Charakter des Ätzgrübchens tritt nicht deutlich hervor, läßt sich aber durch die Schimmermessung erkennen. Diese ergab (Mittel aus 10 Ablesungen) Winkel von 115°, 122° 11′, 122° 50′, wobei der Winkel von 115° der Azimutwinkel der beiden seitlichen Begrenzungsflächen ist. Der Parallelismus zwischen den Kanten der Ätzflächen mit der geätzten Fläche und den Seitenkanten derselben (Fig. 5) läßt erkennen, daß die Ätzflächen in den Zonen $(1\bar{1}1):(001)$, $(1\bar{1}1):(100)$ und $(1\bar{1}1):(0\bar{1}0)$ liegen. Die für diese Zonen berechneten Winkel sind (in derselben Reihenfolge wie oben) 119° 31′, 120° 15′, 120° 15′. Aus der Schimmermessung ergibt sich also, daß die Ätzzonen $(1\bar{1}1):(0\bar{1}0)$ und $(1\bar{1}1):(100)$ etwas gegen $(1\bar{1}0)$ abgelenkt sind.

Das gleiche Verhalten zeigen noch zwei andere Krystalle (Ia_1 und Ia_2), die je eine Minute geätzt sind. Die Ätzgrübchen sind größer, verlieren aber ihre scharfe Umgrenzung. Auf (201) treten undeutliche Ätzgrübchen auf. Diese haben die Gestalt eines asymmetrischen Dreieckes, dessen größere Höhe senkrecht zur Kante mit dem positiven Sphenoid orientiert ist. Die Spitze des Dreieckes ist dieser Fläche abgekehrt.

Für die Beurteilung des Zwillingsgesetzes erweist sich die Methode als sehr gut geeignet. Der Unterschied zwischen den matten korrodierten positiven und den glänzenden, mit den kleinen Ätzgrübchen bedeckten negativen Flächen ist sehr deutlich, so daß sich mit voller Sicherheit die Sadebecksche Angabe bestätigen läßt, daß an der Zwillingsgrenze bei diesem Zwillingsgesetze ungleiche Sphenoide zusammenstoßen.

Unter den Krystallen derselben Stufe befand sich einer (Ia_6), der an sich schon eine Unterscheidung des positiven und negativen Sphenoides, so wie es Haidinger angibt, zuließ. Das positive (im Sinne Haidingers) war größer und matter als das negative.

Gemessen: $111:\bar{1}\bar{1}1 = 108°25'$ (theor. $108°40'$)
$111:021 = 39°8'$ (theor. $39°5'$)
$111:201 = 39°6'$
$\bar{1}11:021 = 39°4'$
$\bar{1}11:\bar{2}01 = 39°11'$
$1\bar{1}1:0\bar{2}1 = 39°0'$
$1\bar{1}1:201 = 39°4'$

Es zeigten sich nach einminutenlangem Ätzen mit Kw. 1 aqu. die kleinen Sphenoide mit Ätzgrübchen bedeckt, nach Haidingers Regel also die negativen.

Versuche mit verdünnterer Säure änderten die Erscheinungen nicht wesentlich.

Krystall I c_1 wurde drei Minuten mit Kw. 2 aqu. geätzt. Die negativen Sphenoide bleiben glänzend und sind mit winzigen dreiseitigen Ätzgrübchen (Orientierung wie oben) bedeckt, die positiven Sphenoidflächen zeigen ein Vorstadium der Ätzung, indem hier große gerundete Ätzgruben auftreten. Auch hier sind deren Begrenzungskanten mit den Seitenkanten der geätzten Fläche annähernd parallel. Eine größer ausgebildete (201) Fläche läßt ziemlich undeutliche Ätzerscheinungen erkennen. Annähernd senkrecht zur Kante mit $(+111)$ treten flache, rinnenförmige Ätzgrübchen auf, manchmal an einem oder auch an beiden Enden durch eine steile Fläche abgestumpft.

Die gleichen Erscheinungen, nur etwas undeutlicher, zeigt ein großer Krystall (I d_1), der länger, nämlich fünf Minuten, mit Kw. 2 aqu. geätzt wurde. Wieder sind die negativen glänzenden Sphenoidflächen mit kleinen Ätzgrübchen, die positiven matten mit großen, bereits sehr verrundeten Ätzgruben bedeckt. Die Innenkanten der letzteren sind oft noch durch weitere Dreiecksflächen abgestumpft, so daß die Ätzfigur von sechs Flächen gebildet wird. Die neu hinzutretenden Ätzflächen fallen ungefähr in die Zonen $(111):(101)$, $(111):(011)$ und $(111):(110)$.

Ganz anders verhält sich der Kupferkies gegenüber Laugen. Es wurden zwei Krystalle (I c_2 und I c_3) mit Natriumhydroxyd mehrere Stunden hindurch behandelt.

Bei dem einen sind die positiven Sphenoidflächen (nach Analogie mit Krystallen anderer Fundorte, wo positives und negatives Sphenoid habituell verschieden sind) mit schönen dreiseitigen Ätz-

grübchen bedeckt. Die Kanten gegen die geätzte Fläche sind gerundet, den Umgrenzungskanten der Sphenoidfläche annähernd parallel (Fig. 8). Der monosymmetrische Charakter tritt etwas deutlicher hervor, indem die der Zone (111):(001) entsprechende Fläche schmäler ist als die beiden anderen. Die Ätzfigur auf (201) ist ein langgestrecktes, ungleichseitiges Dreieck. Die lange Höhe desselben ist jedoch nicht wie bei der Behandlung mit Säure senkrecht auf der Kante (201):(111), sondern parallel der (möglichen) Kante (201):(001). Die Spitze des Dreieckes ist der Fläche (+ 111) zugekehrt (Fig. 9). Eine Schimmermessung auf 111 ergab folgende Werte: 112° 8', 124° 15', 123° 27'. Ein Vergleich mit den berechneten Werten 119° 31', 120° 15', 120° 15' läßt eine stärkere Ablenkung von den primären Zonen als bei der Ätzung mit Säuren erkennen.

Der zweite Krystall ist ein polysynthetischer Zwilling. Es sind drei Individuen nach dem Gesetze: Zwillingsfläche ist eine Fläche (111) so verbunden, daß die Endflächen in einer Zone liegen.

Gemessen: Ind. I $001 : 111 = 54° 18\frac{1}{2}'$ (theor. 54° 20')
$001 : \bar{1}\bar{1}1 = 54° 28'$;
Ind. II $\bar{1}11 : 1\bar{1}1 = 108° 35'$;
Ind. III (Unterseite) $00\bar{1} : 1\bar{1}\bar{1} = 54° 34'$
$00\bar{1} : \bar{1}1\bar{1} = 54° 16'$
$1\bar{1}\bar{1} : 0\bar{1}\bar{1} = 35° 6'$ (theor. 35° 4')
$11\bar{1} : 01\bar{1} = 35° 9'$
$\bar{1}\bar{1}\bar{1} : 0\bar{2}\bar{1} = 39° \frac{1}{2}'$ (theor. 39° 5').
Zwillingswinkel: $\bar{1}11_{II} : \bar{1}\bar{1}1_{I} = 37° 25\frac{1}{2}'$ (berechnet 37° 20')
$1\bar{1}\bar{1}_{III} : 1\bar{1}1_{II} = 71° 19'$ (berechnet 71° 20')
$1\bar{1}\bar{1}_{I} : \bar{1}1\bar{1}_{III} = 37° 30\frac{1}{2}'$.

Ind. I ist in Zwillingsstellung mit Ind. II und Ind. III (von letzteren ist nur die Unterseite ausgebildet), indem 2 positive Flächen von Ind. I als Zwillingsebene und Zusammensetzungsebene fungieren. In der Projektion fallen demnach $\bar{1}\bar{1}1_{I}$ und $1\bar{1}\bar{1}_{III}$, ebenso $1\bar{1}1_{II}$ und $\bar{1}\bar{1}\bar{1}_{I}$ übereinander.

Die Ätzung (5 Stunden) ergab die gleichen Erscheinungen wie oben. Die positiven Flächen sind mit schönen Ätzgrübchen bedeckt. Hier ist auch das Verhalten der Endfläche erkennbar. Es haben sich winzige Rinnen parallel der Kante mit dem positiven Sphenoid gebildet. Dies entspricht den Ätzerscheinungen auf (111).

Von Interesse waren auch Krystalle einer Stufe, die mit einer Schichte von Eisenoxydhydrat überzogen waren. Die Krystalle waren sehr groß, manchmal ganz mit der braunen Rinde bedeckt, manchmal blieb das eine Sphenoid frei. Die unbedeckten Flächen, die offenbar dem Lösungsmittel größeren Widerstand entgegensetzten, zeigten dann große natürliche Ätzfiguren ähnlich den durch Säureätzung künstlich hervorgerufenen; nur hatten sie ausgesprochen monosymmetrischen Charakter, indem die in der Zone (111):(001) gelegene Ätzfläche gegenüber den beiden anderen stark zurücktrat. Um zu sehen, ob das positive oder das negative Sphenoid mit den Ätzfiguren bedeckt sei, wurde ein solcher Krystall 30 Sekunden mit Kw. 1 aqu. geätzt. Es bildeten sich zahlreiche kleine Ätzgrübchen neben den großen natürlichen, von gleicher Orientierung und annähernd gleicher Gestalt, nur waren sie ziemlich regelmäßig dreiseitig. Die mit den natürlichen Ätzfiguren versehenen Flächen waren also negative Flächen. Dies sowie ihre relative Widerstandsfähigkeit gegenüber dem Lösungsmittel führen zur Annahme einer Säureeinwirkung.

Da somit ein Kriterium für die Aufstellung der Kupferkiese gegeben war, wurden auch andere Vorkommen in dieser Hinsicht untersucht.

Die hier angeführten Vorkommen habe ich nach ihrem Habitus in 4 Typen geordnet. Der erste Typus, dem auch die Schlaggenwalder Kupferkiese angehören, ist durch vollständig oder annähernd gleiche Entwicklung beider Sphenoide charakterisiert (Typus I, Fig. 1).[1]) Hierher gehören zunächst die Kupferkiese von Freiberg (II). Die Krystalle sind sehr flächenarm, von den beiden Sphenoiden und untergeordnet von (201) begrenzt. Meist einfache Krystalle, manchmal Zwillingslamellen nach (111) eingeschaltet.

Krystall IIa_1, an dem bloß beide Sphenoide auftraten, zeigte nach einminutenlangem Ätzen mit Kw. 1 aqu. auf den negativen Flächen gerundete Ätzflächen, auf den positiven eine stark angegriffene Oberfläche ohne Ätzfiguren.

IIb_2, ein großer Krystall mit schlecht reflektierenden Flächen; die beiden Sphenoide und kleine (201) Flächen.

---

[1]) Für die Zeichnung der Fig. 1, 2, 4 wurde die Lage der Bildebene so gewählt, daß bei normaler Aufstellung der Polpunkt derselben im rechten unteren Quadranten liegt, $\varphi = 66°$, $\rho = 20°$ (Zählung wie bei Goldschmidt, Kryst. Winkeltabellen).

Gemessen: $1\bar{1}1 : \bar{1}11 = 107^{\circ}\,43'$ (theor. $108^{\circ}\,40'$)
$\bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1 = 71^{\circ}\,24'$ (theor. $70^{\circ}\,7^{1}/_{2}'$)
$\bar{1}11 : 021 = 38^{\circ}\,53'$ (theor. $39^{\circ}\,5'$)
$\bar{1}11 : \bar{2}01 = 38^{\circ}\,49'$.

Geätzt 5 Stunden mit NaOH. Die negativen Sphenoidflächen lassen keine Einwirkung erkennen, die positiven sind ganz mit Ätzgrübchen bedeckt; (201) zeigt ganz kleine, spitz-dreiseitige Grübchen parallel der (möglichen) Kante zwischen (201) und (001).

Klausen (IV). Die Sphenoide sind manchmal gleichwertig, manchmal herrscht das matte positive vor. Die positiven Flächen haben eine unebene Oberfläche, die negativen sind glatt. An der Kombination beteiligen sich nur die Grundsphenoide (111) und ($1\bar{1}1$).

Gemessen: $111 : \bar{1}\bar{1}1 = 108^{\circ}\,35'$ (theor. $108^{\circ}\,40'$)
$111 : 1\bar{1}1 = 70^{\circ}\,12'$ (theor. $70^{\circ}\,7^{1}/_{2}'$).

Der Krystall wurde $^{1}/_{2}$ Minute mit Kw. 1 aqu. geätzt. Auf den negativen, glatten Flächen treten die charakteristischen dreiseitigen Ätzgrübchen auf.

Schemnitz (III). Von diesem Fundorte erwähnte Sadebeck sphenoidische Krystalle. In neuerer Zeit beschrieb B. Mauritz in seinen Beiträgen zur krystallographischen Kenntnis der ungarischen Kupferkiese[1]) ziemlich flächenreiche Krystalle. Mir lagen zwei Stufen vor, jedoch beide nur mit den gewöhnlichen Flächen (111)($1\bar{1}1$) und dem untergeordneten (201). Das negative und positive Sphenoid sind deutlich verschieden, ersteres ist glatt und glänzend, letzteres matt und gerieft.

Die Krystalle der einen Stufe weisen beide Sphenoide in gleicher Entwicklung auf. Einer der Krystalle ($IIIb_1$) wurde 2 Minuten mit Kw. 2 aqu. geätzt. Die negativen Sphenoide sind mit kleinen Ätzgrübchen bedeckt, die positiven zeigen eine sehr stark angegriffene Oberfläche, auf der man nur ganz undeutlich große dreiseitige Ätzgruben in der normalen Orientierung erkennen kann.

Bei einem zweiten Krystall derselben Stufe ($IIIb_2$) treten die negativen Flächen etwas zurück. Zwilling nach (111).

Gemessen: $111 : \bar{1}\bar{1}1 = 108^{\circ}\,46'$ (theor. $108^{\circ}\,40'$)
$1\bar{1}1 : \bar{1}11 = 108^{\circ}\,42'$.
Zwillingswinkel: $\bar{1}\bar{1}1_{I} : 1\bar{1}1_{II} = 37^{\circ}\,36'$ (theor. $37^{\circ}\,20'$)

---

[1]) Zeitschrift für Krystallographie, XL, pag. 588.

Geätzt 45 Sekunden mit Kw. 1 aqu. Die negativen (111) Flächen zeigen kleine Ätzgrübchen.

Die zweite Stufe von demselben Fundorte hat einen anderen Typus. Die positiven Sphenoidflächen sind groß, die negativen klein, beide geben schlechte Reflexe. Manchmal tritt noch eine (201) Fläche auf.

Die Messung an einem Krystalle ($IIIa_1$) ergab:

$111 : \bar{1}\bar{1}1 = 109^\circ 53'$ (theor. $108^\circ 40'$)
$\bar{1}\bar{1}1 : \bar{1}11 = 70^\circ 13'$ (theor. $70^\circ 7^1/_2'$)
$\bar{1}11 : 021 = 39^\circ 50'$ (theor. $39^\circ 5'$)
$111 : 021 = 39^\circ 4'$.

Der Krystall wurde 1 Minute mit Kw. 1 aqu. geätzt. ($\bar{1}11$) zeigt kleine dreiseitige Ätzgrübchen, (021) spitze Ätzfiguren, deren Streckung normal zur Kante mit dem positiven Sphenoid orientiert ist.

Krystall $IIIa_3$ ist ein Zwilling nach (101) ganz ähnlich denen, die Fletcher von Cornwall beschrieb.[1])

Gemessen: $001 : 111 = 54^\circ 42'$ (theor. $54^\circ 20'$)
$001 : \bar{1}\bar{1}1 = 54^\circ 42'$.

Die glänzenden Sphenoidflächen bilden einen ausspringenden Winkel von $1^\circ 31'$ (theor. $1^\circ 23^1/_2'$).

Sie sind natürlich geätzt. Die deutlich monosymmetrischen Grübchen haben einen dreiseitigen Umriß; die Basis des Dreieckes ist der Endfläche zugekehrt. Am Grunde des Grübchens tritt eine dreiseitige Fläche auf. Die der Endfläche zugewendete Kante wird von einer sehr steilen Fläche gebildet, während die beiden anderen Ätzflächen flach sind. Bei der künstlichen Ätzung konnte diese Erscheinung nie beobachtet werden; die Ätzgrübchen sind da immer entgegengesetzt orientiert.

Müsen (XVI). Beide Sphenoide sind gleich entwickelt, das eine ist nach der Kante mit (201) gestreift, das andere zeigt erhabene Leisten parallel den drei Umgrenzungskanten. (Vielleicht eine orientierte Verwachsung?) Die Krystalle werden nur von den beiden Sphenoiden begrenzt. Häufig sind Zwillinge nach (111).

Die Messung an einem der Krystalle (XVI_1) ergab:
$111 : \bar{1}\bar{1}1 = 108^\circ 56^1/_2'$ (theor. $108^\circ 40'$).

[1]) Zeitschrift für Krystallographie, VII, pag. 321.

Geätzt $^1/_2$ Minute mit Kw. 1 aqu. Die gerieften Flächen, die schon vor der Einwirkung der Säure einige große monosymmetrische Ätzgruben (analog den Schlaggenwalder Krystallen) gezeigt hatten, sind mit kleinen Ätzgrübchen bedeckt, die eine gleiche Orientierung wie die großen natürlichen zeigen.

An einem zweiten Krystalle wurden folgende Winkel gemessen:

XVI_2: $111 : \bar{1}\bar{1}1 = 108^\circ 39^1/_2'$ (theor. $108^\circ 40'$)
$\bar{1}11 : 1\bar{1}1 = 108^\circ 35^1/_2'$.
Zwillingswinkel: $111_I : 1\bar{1}1_{II} = 37^\circ 4'$ (theor. $37^\circ 20'$.)

Ein natürlich geätzter Krystall. Die negativen Flächen zeigen wieder die (in der Richtung gegen [001] gestreckten) Ätzgruben, auf den positiven Flächen treten kleine Ätzhügel von einem neuen Typus auf. Die Basis derselben ist ein Rechteck; sie werden von einer vierseitigen Pyramide gebildet, die wieder durch ein Rechteck abgestumpft ist. Die breiteren Flächen der Pyramide reflektieren gleichzeitig mit den seitlichen Ätzflächen auf $(1\bar{1}1)$. Das Verhalten der negativen Flächen weist auf eine Säureeinwirkung hin. Daß bei den künstlichen Ätzungen auf den positiven Sphenoidflächen kein analoges Verhalten beobachtet wurde, kann entweder durch langsame Einwirkung oder dadurch erklärt werden, daß hier — was ja auch auf sulfidischen Erzgängen ziemlich wahrscheinlich ist — eine andere Säure, nämlich Schwefelsäure, die Ätzung bewirkte.

Baygoni (XII). Beide Sphenoide sind gleich entwickelt, das positive matt und gestreift, das negative glatt und glänzend. Andere Flächen treten nicht auf.

Gemessen: $111 : \bar{1}\bar{1}1 = 110^\circ 5^1/_2'$ (theor. $108^\circ 40'$!)
$1\bar{1}1 : \bar{1}11 = 109^\circ 46^1/_2'$.

Die Flächen sind als Vizinalflächen — für (51, 51, 50) berechnet $109^\circ 52'$ — des Grundsphenoides zu betrachten, da die Reflexe derselben (besonders von $1\bar{1}1$ und $\bar{1}11$) sehr gut meßbar waren. (Maximale Fehler $+ {}^3/_4'$, $- {}^1/_4'$.)

Geätzt 45 Sekunden mit Kw. 1 aqu. Die negativen Sphenoidflächen zeigen kleine Ätzgrübchen, die positiven sind stark gerundet.

Derbyshire (XIV). An den Krystallen treten alle Übergänge von einem vollkommen pyramidalen Habitus bis zu einem deutlich sphenoidischen auf. Das positive Grundsphenoid ist nach (201)

gestreift, das negative glatt. Meist tritt es gegenüber dem ersteren zurück. Zwillinge nach (111).

Gemessen: Ind. I $1\bar{1}1 : \bar{1}11 = 108^\circ 40'$ (theor. $108^\circ 40'$)
$111 : \bar{1}\bar{1}1 = 108^\circ 33'$;
Ind. II $111 : \bar{1}\bar{1}1 = 108^\circ 41'$
$111 : 021 = 39^\circ 2'$ (theor. $39^\circ 5'$).

Zwillingswinkel: $37^\circ 17'$, $37^\circ 37'$ (theor. $37^\circ 20'$).

Geätzt 9 Stunden mit NaOH. Die positiven Flächen zeigen große Ätzfiguren, die manchmal von 6 Flächen gebildet werden. Die negativen weisen winzige dreiseitige Ätzhügel auf. Deutlich ist zu beobachten, daß an der Zwillingskante eine Fläche mit Ätzgrübchen an eine solche mit Ätzhügeln stößt.

French Creek Mine (XIV). Die Krystalle sind nach einer (111) Fläche so abgeplattet, daß diese einen annähernd hexagonalen Umriß erhält. Die Ursache dieses Habitus ist nicht recht klar, da die Annahme, daß, analog wie bei den Spinellzwillingen, Zwillingsbildung die Ursache sei, hier wegfällt. Daß Wachstumsverhältnisse mitwirkten, zeigen eigentümliche Skelettbildungen; die annähernd sechsseitigen Tafeln sind nach innen zu treppenförmig verdünnt. Jedenfalls ist der Habitus ein ganz anderer als der von Eyermann[1]) und später von Penfield[2]) beschriebene.

Die negativen Sphenoidflächen sind hellgelb, die positiven dunkel goldgelb angelaufen. Andere Flächen wurden nicht beobachtet. Reflexe schlecht.

Gemessen: $111 : \bar{1}\bar{1}1 = 108^\circ 11'$ (theor. $108^\circ 40'$)
$\bar{1}11 : 1\bar{1}1 = 108^\circ 47\frac{1}{2}'$.

Der Krystall wurde 1 Minute mit Kw. 1 aqu. geätzt. Die glatten negativen Sphenoidflächen zeigen kleine Ätzgrübchen, die positiven fast kegelförmige Ätzhügel.

An den Krystallen von Cornwall (XIII) tritt das negative Sphenoid bereits ziemlich stark gegenüber dem positiven zurück. Die Krystalle sind durchwegs Zwillinge nach (101), manche modellartig entwickelt. Die kleineren negativen Flächen sind glatt und glänzend, die positiven matt. Selten tritt noch die Endfläche als schmale Abstumpfung der Kante $(111) : (\bar{1}\bar{1}1)$ auf.

---

[1]) New York Acad. Sc., 1889, pag. 14. — [2]) Zeitschrift für Krystallographie, XVIII, pag. 512.

Krystall XIIIb$_1$.

Gemessen: Ind. I $001 : 111 = 54^\circ 19'$ (theor. $54^\circ 20'$)
$001 : \bar{1}\bar{1}1 = 54^\circ 19\frac{1}{2}'$
$\bar{1}\bar{1}1 : \bar{1}11 = 70^\circ 7'$ (theor. $70^\circ 7\frac{1}{2}'$).
Ind. II $111 : \bar{1}\bar{1}1 = 108^\circ 38\frac{1}{2}'$.

Zwillingswinkel: $\bar{1}\bar{1}1_I : \bar{1}\bar{1}1_{II} = 1^\circ 24\frac{1}{2}'$ einspr. (theor. $1^\circ 23\frac{1}{2}'$)
$\bar{1}11_I : \bar{1}11_{II} = 1^\circ 24'$ ausspr.
$111_I : 111_{II} = 109^\circ 45\frac{1}{2}'$ (theor. $109^\circ 52\frac{1}{2}'$),

demnach fast genau die gleichen Werte, wie sie Fletcher[1]) erhielt.

Nach einminutenlangem Ätzen mit Kw. 1 aqu. bilden sich auf den negativen glänzenden Flächen kleine Ätzgrübchen, deren Orientierung in beiden Individuen gleich ist. Die positiven Flächen sind ganz verrundet.

XIIIb$_2$. Ein gleicher Krystall.

Gemessen: I. $111 : \bar{1}\bar{1}1 = 108^\circ 41'$
II. $111 : \bar{1}\bar{1}1 = 108^\circ 18'$.

Zwillingswinkel: $\bar{1}\bar{1}1_I : \bar{1}\bar{1}1_{II} : 1^\circ 24\frac{1}{2}'$
$\bar{1}11_I : \bar{1}11_{II} = 1^\circ 24\frac{1}{2}'$.

Geätzt 11 Stunden mit NaOH. Auf den positiven Sphenoidflächen sind dreieckige Ätzgrübchen, auf den negativen kleine dreiseitige Ätzhügel.

Das von Fletcher genau beschriebene Zwillingsgesetz erfährt hierdurch eine Bestätigung.

Die Entwicklung der Kupferkiese von Cornwall leitet zu einem zweiten Typus über, bei dem das negative Sphenoid ganz verschwindet (Fig. 2).

In diese Gruppe gehört das Vorkommen von Liskeard (XII). Außer dem Sphenoid tritt untergeordnet noch (201) auf, nach welcher Fläche auch (111) gerieft ist.

Gemessen: $111 : \bar{1}\bar{1}1 = 108^\circ 50'$ (theor. $108^\circ 40'$)
$1\bar{1}1 : \bar{1}1\bar{1} = 108^\circ 42'$
$111 : 1\bar{1}\bar{1} = 109^\circ 46\frac{1}{2}'$ (theor. $109^\circ 52\frac{1}{2}'$)
$\bar{1}\bar{1}1 : 1\bar{1}\bar{1} = 109^\circ 51'$
$\bar{1}1\bar{1} : 02\bar{1} = 39^\circ 7'$ (theor. $39^\circ 5'$)
$1\bar{1}\bar{1} : \bar{2}0\bar{1} = 38^\circ 58'$.

---

[1]) Zeitschrift für Krystallographie, VII, pag. 321.

Nach neunstündigem Ätzen mit NaOH sind die Sphenoidflächen mit deutlichen Ätzgrübchen von der bekannten Art bedeckt.

Joplin Mine (IX). Als schmale Abstumpfung tritt die Endfläche auf. Die Sphenoidflächen zeigen eine unregelmäßige Streifung.

IX_1 gemessen: $001 : 111 = 54°52'$ (theor. $54°20'$)
$001 : \bar{1}\bar{1}1 = 54°13'$.

Geätzt 7 Stunden mit NaOH. Es treten auf den Sphenoidflächen zahlreiche dreiseitige Ätzgrübchen auf.

IX_2 gemessen: $111 : \bar{1}\bar{1}1 = 108°39'$ (theor. $108°40'$)
$\bar{1}\bar{1}1 : \bar{1}1\bar{1} = 110°0'$ (theor. $109°52\frac{1}{2}'$)
$\bar{1}\bar{1}1 : 1\bar{1}\bar{1} = 109°29'$.

Geätzt neunzig Sekunden mit Kw. 1 aqu. Es haben sich undeutliche kegelförmige Ätzhügel gebildet.

Ein weiterer, nicht selten auftretender Typus (Typus III, Fig. 3)[1]) ist an Zwillinge nach (111) geknüpft und offenbar durch dieses Zwillingsgesetz bedingt. Bei dem einen Individuum sind die negativen Grundsphenoidflächen klein, fehlen auch manchmal ganz, die positiven sind groß, nach den Kanten mit (101) gestreift, so daß die Riefen gegen die Endfläche zu federartig zusammenstoßen. Die Endfläche ist meist länglich, die längere Erstreckung fällt mit der Kante gegen das positive Sphenoid zusammen. Das zweite Individuum ist meist untergeordnet entwickelt, nur die der Zwillingsebene parallele Fläche ist groß. Die Zwillinge zeigen oft eine ganz typische Verzerrung der Flächen (besonders das untergeordnete Individuum), so daß ihre Deutung nicht immer leicht fällt. Außerdem bewirkt die Zwillingsbildung sowohl das Auftreten gekrümmter Flächen, als auch das von seltenen Flächen an der Zwillingsebene (auch hier wieder vorherrschend an dem kleineren Individuum).

Zu diesem Typus gehören kleinere Krystalle vom Harz (XVIII) ohne nähere Fundortangabe. Die positiven Sphenoidflächen sind durch Riefen nach (101) gekrümmt, die kleineren negativen glatt. Zwillinge nach (111). Schlechte Reflexe.

Gemessen: $1\bar{1}1 : \bar{1}11 = 109°12'$ (theor. $108°40'$)
$\bar{1}11 : 111 = 70°30'$ (theor. $70°7\frac{1}{2}'$)
$\bar{1}11 : \bar{1}\bar{1}1 = 70°30'$.

---

[1]) Wenn die Zwillingsebene als 0-Meridian aufgestellt wird, sind die Koordinaten für den Polpunkt der Zeichenebene $\varphi = 90°$, $\rho = 20°$.

Geätzt 11 Stunden mit NaOH. ($\bar{1}11$) zeigt kleine, von drei Dreiecken begrenzte Ätzhügel, die positiven Flächen größere dreiseitige Ätzgrübchen. Gegen (101) hin sind die Ätzgrübchen infolge der Riefung nach dieser Fläche etwas verzerrt, während sie in einer mittleren Partie, wo die Streifen fehlen, die gewöhnliche Form aufweisen.

Ems (XXI). Offenbar ein anderes Vorkommen als das von Schimper[1]) erwähnte. Die Krystalle sind matt angelaufen; sie zeigen die Flächen (111), (101), (201), (001), ($1\bar{1}1$), (110). Zwillinge nach (111).

XXI$_1$ gemessen: I. $001:1\bar{1}1 = 54°19\frac{1}{2}'$ (theor. 54°20)
$001:\bar{1}10 = 89°45\frac{1}{2}'$ (theor. 90°0')
$\bar{1}11:\bar{1}10 = 35°52\frac{1}{2}'$ (theor. 35°40')
$1\bar{1}1:201 = 39°1'$ (theor. 39°5')
$1\bar{1}1:02\bar{1} = 38°58'$;
II. $001:111 = 54°21'$
$001:\bar{1}\bar{1}1 = 54°16'$
$111:201 = 39°7\frac{1}{2}'$
$111:021 = 39°8'$.

Der Krystall wurde $5\frac{1}{2}$ Stunden mit NaOH geätzt. Die positiven Sphenoidflächen zeigen die bekannten Ätzgrübchen, die negativen kleine Ätzhügel. Die Endfläche weist kleine Rinnen parallel der Kante mit dem negativen Sphenoid auf. Auf den übrigen Flächen ließ sich nichts deutliches beobachten.

XXI$_4$ gemessen: I. $111:\bar{1}\bar{1}1 = 108°27\frac{1}{2}'$ (theor. 108°40')
$111:1\bar{1}1 = 70°46'$ (theor. $70°7\frac{1}{2}'$)
ein Reflexzug von ungefähr $\bar{4}\bar{4}1$ bis $\bar{1}\bar{1}0$;
II. $001:1\bar{1}4 = 19°24'$ (theor. 19°12')
$001:\bar{1}11 = 54°21'$ (theor. 54°20')
$1\bar{1}1:111 = 34°53'$ (theor. 35°4')
$1\bar{1}1:101 = 35°1'$
$1\bar{1}1:0\bar{1}1 = 34°53'$
$\bar{1}\bar{1}1:0\bar{1}1 = 35°6'$
$\bar{1}\bar{1}1:02\bar{1} = 39°22'$ (theor. 39°5').

Zwillingswinkel $1\bar{1}1_I:\bar{1}11_{II} = 37°10\frac{1}{2}'$ (theor. 37°20').

Geätzt $\frac{3}{4}$ Minuten mit Kw. 1 aqu. Auf den negativen Sphenoidflächen treten die kleinen Säure-Ätzgrübchen auf. Endfläche

[1]) Groth, Mineraliensammlung der Universität Straßburg.

und das Sphenoid $1\bar{1}4$, das also hier in negativer Stellung auftritt, haben kahnförmige Ätzfiguren parallel der Kante mit dem negativen Grundsphenoid.

Siegen (XVII). Große Krystalle. Das stark entwickelte positive Sphenoid zeigt die Streifung nach (101), das kleine negative ist glatt und glänzend. Häufig tritt noch ein weiteres Sphenoid auf, ungefähr $1\bar{1}4$ entsprechend, immer schlecht entwickelt und matt. Von den verwendeten Pyramiden kommen untergeordnet (101) (201) und (403) vor.

XVII_1 gemessen: $001:\bar{1}11 = 54^\circ 19^1/_2'$ (theor. $54^\circ 20'$)
$001:1\bar{1}1 = 54^\circ 20'$
$001:0\bar{1}1 = 44^\circ 33'$ (theor. $44^\circ 34^1/_2'$)
$0\bar{1}1:0\bar{2}1 = 18^\circ 30'$ (theor. $18^\circ 31'$)
$\bar{1}11:\bar{1}01 = 35^\circ 3'$ (theor. $35^\circ 4'$)
$\bar{1}\bar{1}1:\bar{1}01 = 34^\circ 58^1/_2'$
$1\bar{1}1:011 = 35^\circ 5^1/_2'$
$111:011 = 34^\circ 59'$
$1\bar{1}1:0\bar{1}1 = 35^\circ 4'$
$\bar{1}\bar{1}1:0\bar{1}1 = 35^\circ 5'$
$1\bar{1}1:101 = 35^\circ 2^1/_2'$
$111:101 = 35^\circ 3'$.

Der Krystall wurde 5 Minuten mit Kw. 2 aqu. geätzt. Auf den (101) Flächen zeigen sich spitze dreiseitige Ätzgrübchen, die Höhe senkrecht zur Kante mit (111) orientiert, die Spitze gegen das positive Sphenoid gerichtet. Die negativen Sphenoidflächen sind fast gar nicht angegriffen. (001) zeigt kleine Rinnen parallel der Kante mit $(1\bar{1}1)$.

XVII_2. Zwillinge nach (111). Die an der Zwillingsgrenze zusammenstoßenden Individuen lassen keinen Unterschied erkennen.

Gemessen: I. $001:101 = 44^\circ 32'$ (theor. $44^\circ 34^1/_2'$)
$001:0\bar{1}1 = 44^\circ 35^1/_2'$
$001:\bar{1}01 = 44^\circ 34'$
$101:403 = 8^\circ 11'$
$0\bar{1}1:043 = 8^\circ 21'$ (theor. $8^\circ 8^1/_2'$)
$201:403 = 10^\circ 5'$
$0\bar{2}1:0\bar{4}3 = 10^\circ 12'$ (theor. $10^\circ 22^1/_2'$)
$111:101 = 34^\circ 57^1/_2'$ (theor. $35^\circ 4'$)
$\bar{1}\bar{1}1:0\bar{1}1 = 35^\circ 4'$;

II. $101:201 = 18^\circ 29^1/_2'$ (theor. $18^\circ 31'$)
$111:101 = 35^\circ 2'$
$111:011 = 35^\circ 3'$.
Zwillingswinkel $111_I : 1\bar{1}1_{II} = 37^\circ 15'$ (theor. $37^\circ 20'$).

Der Krystall wurde 13 Minuten mit Kw. 2 aqu. geätzt. Der Unterschied zwischen positivem und negativem Sphenoid tritt jetzt deutlich hervor. Dieses ist glänzend, mit kleinen Ätzgrübchen bedeckt, jenes matt, mit großen, bereits stark gerundeten Ätzgruben. Auf (101) spitze Ätzgrübchen (wie oben). Bei geeigneter Beleuchtung geben die drei Ätzflächen auf (111) und (101) gleichzeitig Reflex. Auf den negativen Flächen läßt sich ein solcher Zusammenhang nicht nachweisen.

Um das Verhalten der auftretenden Skalenoeder zu studieren, wurden noch zwei Krystalle untersucht.

XVII$_6$. Zwilling nach (111).
Gemessen: I. $001:111 = 54^\circ 10^1/_2'$
$001:\bar{1}\bar{1}1 = 54^\circ 26'$
$\bar{1}\bar{1}1:0\bar{2}1 = 39^\circ\ ^1/_2'$
$\bar{1}\bar{1}1:\bar{5}\bar{1}3 = 28^\circ 28^1/_2'$ (theor. $28^\circ 26^1/_2'$)
$\bar{2}01:\bar{5}\bar{1}3 = 10^\circ 38'$ (theor. $10^\circ 38'$);
II. $001:1\bar{1}1 = 54^\circ 21^1/_2'$
$001:101 = 44^\circ 31'$
$001:011 = 44^\circ 29^1/_2'$
$001:\bar{1}01 = 44^\circ 37'$
$1\bar{1}1:111 = 70^\circ 9^1/_2'$
$1\bar{1}1:011 = 35^\circ 2'$
$1\bar{1}1:101 = 35^\circ 3^1/_2'$
$111:313 = 22^\circ 35^1/_2'$ (theor. $21^\circ 53^3/_4'$)
$101:313 = 12^\circ 28^1/_2'$ (theor. $13^\circ 10'$).
Zwillingswinkel $\bar{1}\bar{1}1:1\bar{1}1 = 38^\circ 18'$ (theor. $37^\circ 20'$).

Geätzt 45 Sekunden mit Kw. 1 aqu. Die positiven Sphenoidflächen zeigen kleine kegelförmige Ätzhügel, die negativen Ätzgrübchen. Die Endfläche weist rinnenförmige Grübchen parallel der Kante mit $(1\bar{1}1)$ auf. Die (101) Flächen lassen keine Ätzfiguren erkennen. Sowohl (513) als auch (313) treten, analog den Angaben Sadebecks, nur in positiver Stellung auf.

XVII$_4$ gemessen: $001 : 1\bar{1}1 = 54^\circ 20'$
$001 : 101 = 44^\circ 34'$
$001 : 011 = 44^\circ 34'$
$001 : \bar{1}01 = 44^\circ 34'$
$001 : 0\bar{1}1 = 44^\circ 32'$
$101 : 201 = 18^\circ 31'$
$011 : 021 = 18^\circ 36'$
$\bar{1}01 : \bar{2}01 = 18^\circ 33'$
$0\bar{1}1 : 0\bar{2}1 = 18^\circ 32'$
$1\bar{1}1 : 101 = 35^\circ 1'$
$1\bar{1}1 : 011 = 35^\circ 8\frac{1}{2}'$
$101 : 212 = 20^\circ 24'$
$212 : 111 = 14^\circ 41'$
$011 : 1\bar{3}3 = 13^\circ 27'$ (theor. $13^\circ 10'$)
$\bar{1}3\bar{3} : \bar{1}2\bar{2} = 8^\circ 12'$
$\bar{1}2\bar{2} : \bar{1}\bar{1}1 = 13^\circ 22\frac{1}{2}'$
um $1\bar{1}0$ ein Reflexband.

Geätzt $3\frac{1}{2}$ Stunden mit NaOH. Die positiven Sphenoidflächen zeigen dreiseitige, etwas gerundete Ätzgrübchen, die Endfläche rinnenförmige tiefe Grübchen parallel der Kante mit dem positiven Grundsphenoid. Die Fläche (122) tritt ebenso wie (133) nur in positiver Stellung auf.

Die ganze Ausbildung der Krystalle, besonders das Auftreten der Fläche y (313) an dem einen, s (513) an dem anderen Individuum ist ganz analog dem Vorkommen von Ramberg, das Sadebeck beschrieb.[1])

Von Ramberg (XX) stand mir eine Stufe zur Verfügung. Die matt angelaufenen Krystalle sind von ähnlichem Habitus wie die obigen, nur tritt (110) etwas hervor. Das negative Sphenoid und die Endfläche sind glänzend.

XX$_1$ gemessen: $001 : 1\bar{1}1 = 54^\circ 25\frac{1}{2}'$ (theor. $54^\circ 20'$)
$001 : \bar{1}11 = 54^\circ 9\frac{1}{2}'$
$1\bar{1}1 : 1\bar{1}0 = 35^\circ 42'$
$1\bar{1}\bar{1} : 1\bar{1}0 = 35^\circ 37\frac{1}{2}'$ (theor. $35^\circ 40'$)
$\bar{1}11 : 110 = 90^\circ 3'$
$\bar{1}\bar{1}1 : \bar{1}10 = 90^\circ 3'$

[1]) Zeitschrift d. Deutschen geolog. Gesellschaft, **20**, pag. 605.

$\bar{1}11 : \bar{2}01 = 38° 50'$
$\bar{1}\bar{1}1 : 0\bar{2}1 = 39° 1'$
$1\bar{1}1 : 101 = 35° 5'$
$\bar{1}11 : \bar{1}01 = 35° 7^1/_2'$
$\bar{1}\bar{1}1 : \bar{1}01 = 35° 3^1/_2'$
$111 : 313 = 21° 56'$ (theor. $21° 53^3/_4'$)
$313 : 101 = 13° 9^1/_2'$ (theor. $13° 10'$)
$\bar{1}\bar{1}1 : \bar{1}\bar{3}3 = 21° 49'$
$\bar{1}\bar{3}3 : 0\bar{1}1 = 13° 10'$
$\bar{1}11 : \bar{2}21 = 17° 23^1/_2'$ (theor. $15° 47^3/_4'$)

Geätzt 45 Sekunden mit Kw. 1aqu. Die gestreiften Sphenoidflächen sind stark angegriffen, die glatten zeigen kleine Ätzgrübchen. Das $1\bar{1}0$ läßt keilförmige in Reihen hintereinanderliegende Ätzgrübchen erkennen, die ihre Spitze der negativen Sphenoidfläche zukehren und offenbar mit den Ätzerscheinungen auf dieser Fläche in Zusammenhang zu bringen sind.

St. Agnes (XII). Die Stufe des k. k. Hofmuseums zeigt prachtvolle, zum Teil große (bis 2 *cm*) Krystalle. Das Verhältnis der beiden in Zwillingsstellung befindlichen Individuen schwankt sehr. Nicht selten sind beide Individuen gleich groß, meist entsprechen sie der oben angegebenen Entwicklung; selten tritt der Fall ein, daß das sonst schmale und untergeordnete Individuum vorherrschend wird und das mit der federartigen Streifung auf (111) versehene Individuum als kleiner Krystall auf ersterem aufsitzt. Immer sind die negativen Sphenoidflächen glatt. Zwillinge nach (111).

XII_3 gemessen: I. $001 : 111 = 54° 47'$ (theor. $54° 20'$);
II. $001 : 111 = 54° 17^1/_2'$ (theor. $54° 20'$)
$001 : \bar{1}\bar{1}1 = 54° 47^1/_2'$
$11\bar{1} : 110 = 35° 35^1/_2'$ (theor. $35° 40'$)
$111 : 201 = 39° 2^1/_2'$ (theor. $39° 5'$)
$111 : 021 = 38° 59'$
$111 : 221 = 16° 28'$ (theor. $15° 55^1/_2'$)
$221 : 552 = 2° 58'$ (theor. $3° 34^1/_2'$)
$110 : 552 = 16° 14^1/_2$ (theor. $16° 11'$).

Zwillingswinkel $1\bar{1}1_I : 111_{II} = 37° 94^1/_2'$ (theor. $37° 20'$).

Der Krystall wurde 45 Sekunden mit Kw. 1aqu. behandelt. Die Ätzerscheinungen auf (110) sind sehr undeutlich, auf dem negativen Sphenoid sind kleine Ätzgrübchen, auf der Endfläche disymme-

trische Ätzfiguren zu beobachten. Die Begrenzungskanten der letzteren bildet ein Rhombus, dessen längere Diagonale der Kante mit dem negativen Sphenoid parallel geht. Auf dem positiven Sphenoid ist nur das starke Hervortreten der Streifung bemerkbar. Die Ätzung ergibt, daß die Sphenoide (221) und (552) in positiver Stellung auftreten.

XII_1. Zwilling nach (111).

Gemessen: I. $001:111 = 54°17\frac{1}{2}'$ (theor. $54°20'$)
$111:\bar{1}11 = 70°10'$ (theor. $70°7\frac{1}{2}'$)
$1\bar{1}1:101 = 36°4'$
$\bar{1}\bar{1}1:0\bar{2}1 = 39°26'$ (theor. $39°5'$)
$0\bar{2}1:1\bar{1}0 = 50°27'$
$101:313 = 13°\frac{1}{2}'$ (theor. $13°10'$)
$313:111 = 22°6'$ (theor. $21°53\frac{3}{4}'$);
II. $\bar{1}11:\bar{1}10 = 35°34\frac{1}{2}'$ (theor. $35°40'$)
$1\bar{1}1:133 = 47°25'$
$111:133 = 22°40\frac{1}{2}'$.

Zwillingswinkel $\bar{1}\bar{1}1_I:\bar{1}11_{II} = 37°9'$ (theor. $37°20'$).

Der Krystall wurde 45 Sekunden mit Kw. 1 aqu. geätzt. Auf den positiven Sphenoidflächen treten einzelne kegelförmige Ätzhügel, auf den negativen kleine Ätzgrübchen auf. Die Fläche (313) tritt bei beiden Individuen nur in positiver Stellung auf.

XII_2. $001:1\bar{1}1 = 54°23\frac{1}{2}'$ (theor. $54°20'$)
$1\bar{1}1:1\bar{1}0 = 35°36'$
$1\bar{1}\bar{1}:1\bar{1}0 = 35°37'$ (theor. $35°40'$)
$1\bar{1}1:201 = 39°5'$ (theor. $39°5'$)
$1\bar{1}1:0\bar{2}1 = 39°6'$.

Die positiven Sphenoide geben nur sehr schlecht stimmende Winkelwerte.

Geätzt 9 Stunden mit NaOH. Die positiven (111) sind mit dreiseitigen Ätzgrübchen bedeckt, die negativen und (110) kaum merklich angegriffen. (201) zeigt wieder die asymmetrischen dreiseitigen Ätzfiguren, deren Flächen durch gleichzeitiges Aufleuchten mit den Ätzflächen auf dem positiven Sphenoid einen Zusammenhang mit diesen erkennen lassen.

Ein vierter Typus (Fig. 4) ergibt sich für Kupferkiese durch das Vorherrschen der verwendeten Pyramiden.

Das beste Beispiel hierfür liefern die Krystalle von Burgholdinghausen (V). Leider zeigten die Krystalle, die ich untersuchen konnte, keines der seltenen Skalenoeder, die Schimper[1]) und später Souheur[2]) von diesem Vorkommen beschrieb; daher war eine Kritik deren Aufstellung nicht möglich. Ich wäre aber geneigt, gegen Schimper die Aufstellung Sadebecks[3]) anzunehmen.

Vorherrschend entwickelt ist an Krystallen dieses Fundortes (201), dann (101), (203), (907), immer untergeordnet (111) und ($1\bar{1}1$); letzteres kann auch fehlen. Alle Flächen sind glatt mit Ausnahme von (203). An Zwillingen nach (111) stoßen ein breiteres positives und ein schmäleres negatives Sphenoid zusammen.

V b_5 gemessen:
001:011 = 44° 30′ (theor. 44° 34½′)
001:203 = 33° 38′ (theor. 33° 18′)
001:$\bar{2}$03 = 33° 19′
001:0$\bar{2}$3 = 33° 20′
203:101 = 11° 17′ (theor. 11° 16½′)
$\bar{2}$03:$\bar{1}$01 = 11° 15½′
0$\bar{2}$3:0$\bar{1}$1 = 11° 12′
101:201 = 18° 31′ (theor. 18° 31′)
011:021 = 18° 30′
$\bar{1}$01:$\bar{2}$01 = 18° 33′
0$\bar{1}$1:0$\bar{2}$1 = 18° 30′
111:201 = 38° 50′ (theor. 39° 5½′)
111:021 = 38° 56′
1$\bar{1}$1:201 = 39° 10′
1$\bar{1}$1:021 = 39° 1½′.

Geätzt 30 Minuten mit Kw. 3 aqu. Auf den (201) Flächen erscheinen nur undeutliche Ätzgrübchen. Deutlicher ist die Erscheinung an einem zweiten Krystall (Vb_6), der 30 Minuten mit Kw. 2 aqu. behandelt wurde. Die positiven Sphenoidflächen, die hier allein entwickelt sind, zeigen große dreiseitige Ätzgrübchen, (201) flache rinnenförmige, die annähernd senkrecht zur Kante mit (111) orientiert sind.

[1]) Bei Groth, Mineraliensammlung der Universität Straßburg.
[2]) Zeitschrift für Krystallographie, XXIII, pag. 546.
[3]) Zeitschrift der Deutschen geolog. Gesellschaft, 30, pag. 567.

V a_2. Zwilling nach (111).

Gemessen: I. 001:203 = 33° 18′ (theor. 33° 18′)
001:023 = 33° 17½′
001:$\bar{2}$03 = 33° 18′
001:0$\bar{2}$3 = 33° 17½′
203:201 = 29° 48½′ (theor. 29° 47½′)
0$\bar{2}$3:0$\bar{2}$1 = 29° 45½′
023:011 = 11° 16′ (theor. 11° 16½′)
$\bar{2}$03:$\bar{1}$01 = 11° 49′
$\bar{1}$01:$\bar{2}$01 = 17° 55′ (theor. 18° 31′)
011:097 = 7° 9½′ (theor. 7° 8½′)
097:021 = 11° 22½′ (theor. 11° 22½′)
111:201 = 39° 6′ (theor. 39° 5½′)
111:021 = 39° ½′
1$\bar{1}$1:201 = 39° 11′
1$\bar{1}$1:0$\bar{2}$1 = 39° 8′;
II. 111:201 = 39° 8′ (theor. 30° 5½′)
111:021 = 39° 7′
1$\bar{1}$1:201 = 39° 4′
1$\bar{1}$1:0$\bar{2}$1 = 39° 9½′.

Zwillingswinkel: $021_I:201_{II}$ = 28° 56′ (theor. 28° 46′)
$201_I:0\bar{2}1_{II}$ = 28° 52′.

Geätzt 4 Stunden mit NaOH. Die größeren Sphenoidflächen zeigen zahlreiche Ätzgrübchen, sind also positiv. Auf (201) treten kleine langgestreckte Grübchen von asymmetrischer Gestalt auf.

St. Goar (VI). Ganz analog dem vorigen. Nur die positiven Sphenoidflächen sind entwickelt.

Gemessen: 101:907 = 7° 46′ (theor. 7° 8½′)
0$\bar{1}$1:0$\bar{9}$7 = 7° 26′
907:201 = 10° 43′ (theor. 11° 22½′)
0$\bar{9}$7:0$\bar{3}$2 = 3° 13′ (theor. 4° 12′)
0$\bar{3}$2:0$\bar{2}$1 = 7° 13′ (theor. 7° 10½′).

Geätzt ½ Minute mit Kw. 1 aqu. Die Sphenoidfläche läßt starke Ätzung erkennen, (201) zeigt asymmetrische dreiseitige Ätzgrübchen, deren längere Höhe senkrecht auf der Kante mit (111) steht und deren Spitze dieser Fläche abgewendet ist.

Dudweiler (VII). Kleine schlecht ausgebildete Krystalle. Vorherrschend begrenzt von (201), untergeordnet von den Sphenoid-

flächen, die in ihrer Ausbildung und Größe keinen merklichen Unterschied erkennen lassen.

VII$_1$ gemessen: $111:201 = 38°11'$ (theor. $39°5'$)
$111:021 = 39°56'$
$\bar{1}11:\bar{2}01 = 38°25^1/_2'$
$\bar{1}11:021 = 38°51'$.

Nach einem halbminutenlangen Ätzen mit Kw. 1 aqu. zeigt $(\bar{1}11)$ kleine Ätzgrübchen.

VII$_2$ gemessen: $1\bar{1}1:\bar{2}01 = 38°22'$ (theor. $39°5'$)
$\bar{1}\bar{1}1:0\bar{2}1 = 39°11^1/_2'$
$\bar{1}11:\bar{2}01 = 38°51^1/_2'$
$\bar{2}01:0\bar{2}\bar{1} = 102°12'$ (theor. $101°49'$).

12 Stunden mit NaOH geätzt. Die positiven Sphenoidflächen zeigen Ätzgrübchen.

Dillenburg (VIII). Das gleiche Vorkommen wie es Sadebeck[1]) beschrieb. Vorherrschende Flächen (201) und (101), untergeordnet die Sphenoide (111) und $(\bar{1}11)$. An einem Krystall wurde auch (704) gemessen ($704:001 = 58°46'$, $\bar{7}04:001 = 59°32'$, $074:001 = 59°13^1/_2'$ theor. $59°53'$).

Zumeist Zwillinge nach (101) entsprechend Fig. 268 bei Hintze.

Gemessen VIIIa$_1$: I. $111:011 = 35°19'$ (theor. $35°4'$)
$\bar{1}\bar{1}1:\bar{2}01 = 39°2'$ (theor. $39°5'$);
II. $111:011 = 35°19'$
$111:021 = 39°13'$.

Zwillingswinkel: $111_I:111_{II} = 1°43^1/_2'$ (theor. $1°23^1/_2'$)
$\bar{1}\bar{1}1_I:\bar{1}\bar{1}1_{II} = 109°33'$ (theor. $109°52^1/_2'$).

Der Krystall wurde mit NaOH geätzt. Die positiven Sphenoidflächen sind mit dreiseitigen Ätzgrübchen bedeckt. Die Ätzung zeigt deutlich, daß an der Zwillingsgrenze zwei positive Flächen zusammenstoßen.

Eine zweite Stufe von demselben Fundorte weist einen abweichenden Typus auf. Von den Sphenoiden ist das positive groß entwickelt, jedoch vollkommen glatt, das negative klein.

Gemessen VIIIb$_1$: $001:1\bar{1}1 = 54°21^1/_2'$ (theor. $54°20'$)
$001:101 = 44°28'$
$001:011 = 44°33'$ (theor. $44°34^1/_2$)
$001:\bar{2}01 = 62°57'$ (theor. $63°5^1/_2'$)

[1]) Loco citato.

$101:201 = 18°26^1/_2'$ (theor. $18°31^1/_2'$)
$011:021 = 18°31^1/_2'$
$20\bar{1}:201 = 53°53'$ (theor. $53°49^1/_2'$)
$021:02\bar{1} = 53°21^1/_2'$
$\bar{2}01:\bar{2}0\bar{1} = 54°5^1/_2'$.

Geätzt 45 Sekunden mit Kw. 1 aqu. Auf einer negativen Sphenoidfläche treten kleine Ätzgrübchen auf, auf der großen positiven eine feine Streifung.

Gemessen VIII b_2: $201:021 = 78°14'$ (theor. $78°11'$)
$021:\bar{1}10 = 50°52'$ (theor. $50°54^1/_2'$)
$\bar{2}0\bar{1}:\bar{1}10 = 50°0'$
$\bar{1}\bar{1}\bar{1}:\bar{2}0\bar{1} = 38°59'$ (theor. $39°5^1/_2'$)
$\bar{1}\bar{1}\bar{1}:0\bar{2}\bar{1} = 39°7'$.

Nach siebenstündigem Ätzen mit NaOH treten auf den positiven Sphenoidflächen die charakteristischen dreiseitigen Ätzgrübchen auf.

Es mögen hier kurz die Beobachtungen zusammengefaßt werden:

Am Kupferkies treten bei der Einwirkung mäßig konzentrierten Königswassers zunächst im positiven Quadranten die Zonen (111):(001), (111):(100), (111):(010) als Ätzzonen auf. Bei etwas längerer Einwirkung, ebenso bei Behandlung mit stärkerer Säure verschwinden diese Zonen rasch, um den analogen im negativen Quadranten definitiv Platz zu machen. Diese letzteren werden also als charakteristisch für die Säureätzung angesehen. Damit stimmt auch das Verhalten der Endfläche. Die Ätzflächen, von denen die Grübchen auf (201) gebildet werden, gehören ebenfalls dem negativen Quadranten an. Durch ihre Lage und den Umstand, daß sie mit den Ätzflächen auf $(1\bar{1}1)$ gleichzeitig reflektieren, lassen sie sich als Skalenoeder erkennen, die ungefähr im Schnittpunkte der Zonen $(1\bar{1}1):(100)$ und $(201):(1\bar{1}0)$ liegen, also der Fläche $(3\bar{1}1)$ annähernd entsprechen.

Die Einwirkung von Alkalihydroxyden läßt als Hauptätzzonen (100):(111), (010):(111), (001:(111) hervortreten, damit stimmt das Verhalten der Endfläche. Ätzerscheinungen auf (201) scheinen darauf hinzuweisen, daß hier noch Nebenzonen auftreten, die annähernd mit der Zone (001):(100), respektive (001):(010) übereinstimmen.

Die Orientierung der Ätzzonen für Säuren (wobei das kurze Hervortreten der positiven Quadranten als nicht typisch angesehen wurde) und für Basen geben Fig. 7 und Fig. 10 wieder.

Die Verteilung der Ätzzonen, die Gestalt der Ätzfiguren ebenso wie die Annäherung der Winkelwerte an die der entsprechenden tesseralen Formen weisen auf einen pseudotesseralen Aufbau der Kupferkiese hin. Die Aufstellung, die Goldschmidt[1]) und Fedorow[2]) den Kupferkiesen geben — Drehung um 45°, (201) wird zu (111) —, erscheint daher als unhaltbar. Spaltbarkeit wurde nur an zwei Vorkommen, Schlaggenwald und Burgholdingshausen, beobachtet, hier allerdings so vollkommen, daß die gemessenen Winkel recht gut stimmten.

Beckenkamp hat den Versuch gemacht[3]), die Kupferkiese als Zwillinge rhombischer Einzelindividuen zu denken. Diese Erklärung hat schon an sich wenig Wahrscheinlichkeit. Alle Kupferkieskrystalle mit Ausnahme derer von Arakawa, Japan und allenfalls einiger Cornwaller Vorkommen sollten Zwillinge sein, deren Natur man äußerlich an nichts erkennen könnte. Ich überprüfte die Behauptung Beckenkamps auch durch den Versuch. Wenn wirklich eine der *a*-Achsen (des tetragonalen Kupferkieses) Zwillingsachse sein sollte, so müßte ein Schnitt durch den Mittelpunkt des Krystalles parallel 110 die Zwillingsebene treffen. Es wurde also eine künstliche 110 Fläche fast bis zur Krystallmitte angeschliffen, poliert und mit Königswasser geätzt. Dabei zeigten sich, wenn auch nicht sehr schön, dieselben Ätzerscheinungen wie auf natürlichen (110) Flächen, keilförmig in der Richtung der *c*-Achse hintereinander gereihte Grübchen. Nirgends war eine Änderung in der Orientierung derselben oder das Auftreten einer Zwillingsgrenze zu bemerken. Auch ein Unterschied zwischen oberen und unteren Sphenoidflächen in ihrem Verhalten gegenüber den Lösungsmitteln war nirgends zu sehen.

Die Erscheinung, daß bei einem bestimmten Fundorte eines Minerales häufig eine abweichende Flächenentwicklung eintritt, die scheinbar auf eine niedere Symmetrie deutet, ist ja auch bei anderen Mineralien bekannt. Ein Faktor, der hier vielleicht zur Erklärung herbeigezogen werden könnte, wäre eine Änderung in der Konzentration der Mutterlauge, die bei annähernd orientiert aufgewachsenen Krystallen bei deren langsamer Bildung einen habituellen Unterschied zwischen Ober- und Unterseite herbeiführen könnte.

---

[1]) Krystallographische Winkeltabellen.

[2]) Zeitschrift für Krystallographie, XXXV, pag. 57 und XXXVII, pag. 37.

[3]) Zeitschrift für Krystallographie, XLIII, pag. 43.

Was die Verteilung der Sphenoid- und Skalenoederflächen betrifft, so haben die Versuche folgendes ergeben. Das Grundsphenoid (111) tritt in beiden Stellungen auf, häufiger und größer entwickelt in positiver Stellung. Wenn die beiden Skalenoeder einen Unterschied erkennen lassen, gelten die Regeln von Haidinger und Sadebeck. (552) tritt bei den untersuchten Vorkommen nur in positiver Stellung auf, ebenso eine Gruppe von Flächen um (441), (221) wurde in beiden Stellungen bestimmt, $(1\bar{1}4)$ nur in negativer.

Die beobachteten Skalenoeder treten nur in positiver Stellung auf. Es sind dies (513), (313) und (212).

Am Schlusse dieses Teiles spreche ich meinem hochverehrten Lehrer Herrn Professor Dr. F. Becke meinen ergebensten Dank aus für die Hilfe und Förderung, die er mir bei meiner Arbeit zuteil werden ließ, ebenso Herrn Hofrat G. v. Tschermak für die Erlaubnis, das Material des mineralogischen Institutes benutzen zu dürfen. Herrn Direktor Berwerth bin ich zu großem Danke verpflichtet für die gütige Überlassung mehrerer Stufen des k. k. Hofmuseums, Herrn Dr. Perlepp verdanke ich ebenfalls hübsches Untersuchungsmaterial.

Tafelerklärung.

Figur 1 bis 4: die vier Typen der untersuchten Kupferkiese. 1. Schlaggenwald, 2. Liskeard, 3. Siegen, 4. Burgholdingshausen.
„ 5 bis 7: Verhalten bei der Einwirkung von Königswasser.
„ 5: Ätzfigur auf $(\bar{1}11)$.
„ 6: Ätzfiguren auf $(\bar{1}11)$ und (201).
„ 7: Stereogr. Projektion der Hauptätzzonen.
„ 8 bis 10: Verhalten gegenüber Natronlauge.
„ 8: Ätzfigur auf (111).
„ 9: Ätzfigur auf (111) und (201).
„ 10: Stereogr. Projektion der Haupt- (—) und Nebenätzzonen (. . .).

XIV. Krystallform und optische Orientierung des Albit von Morro Velho und Grönland.

Von **Oskar Grosspietsch.**

(Mit 8 Textfiguren.)

I. Albit von Morro Velho.

Allgemeines. Der Albit von Morro Velho stammt aus den goldführenden Gängen der Minas Geraes in Brasilien. Diese Lagerstätten (1)[1]) liegen in einem stark gefalteten Kalkphyllit und zeichnen sich gegenüber den anderen Goldquarzgängen durch reichliches Vorkommen von Karbonaten, wie Eisenspat, Dolomit und Kalkspat, aus; an Erzen enthalten sie hauptsächlich Magnetkies, Arsenkies, Pyrit und Kupferkies. Albit kommt sowohl in der Gangmasse als in Drusenräumen vor. Die Stufen, von welchen das zur Untersuchung verwendete Material stammt, bestehen zum größten Teil aus gelbbraunem, mit kleinen Sideritkrystallen überstreutem Calcit, auf welchem nebst wasserhellen, wohlausgebildeten Quarzkrystallen der Albit als jüngste Bildung aufsitzt. Untergeordnet findet sich auch hessonitroter Scheelit.

Die Krystalle, welche nach dem Albitgesetz verwachsen sind, erreichen eine Größe von 6—8 *mm*, sind meist wasserhell und ohne Vorherrschen einer bestimmten Wachstumsrichtung ziemlich regelmäßig ausgebildet. Wiederholte Zwillingsbildung in Form eingeschalteter Lamellen ist häufig; einfache Krystalle wurden nicht beobachtet. Die nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz verwachsenen Individuen sind gewöhnlich trüb, in ihren Formen verzerrt und bilden Krystallstöcke bis zur Größe von einigen Zentimetern. Sie sind

[1]) Die eingeklammerten Zahlen beziehen sich auf das am Schlusse der Arbeit befindliche Literaturverzeichnis.

deutlich plattenförmig parallel 010 ausgebildet. Allgemein sind die Flächen der Prismenzone stark gerieft.

Chemische Zusammensetzung. In chemischer Beziehung steht der vorliegende Albit dem reinen ziemlich nahe; G. v. Tschermak hat in einer Arbeit über die Darstellung der Kieselsäure (2) nachstehende Analyse veröffentlicht:

		berechnet für reinen Albit
SiO_2	68·41%	68·81%
Al_2O_3	19·80%	19·40%
Na_2O	11·17%	11·79%
K_2O	0·21%	—
CaO	0·08%	—
	99·67%	100·00%

Dichte. In der Literatur finden sich mehrere stark voneinander abweichende Angaben. Der Vollständigkeit halber seien sie hier angeführt:

P. A. v. Sachsen-Coburg-Gotha (3) . 2·6108
F. Fouqué (4) . . . . . 2·622
G. v. Tschermak (2) . . . . . 2·627
Meine Bestimmungen ergaben . . . . 2·6261,

was mit Tschermaks Resultat gut übereinstimmt.

Krystallographische Messung. Die starke Riefung der meisten in der Prismenzone befindlichen Flächen schloß die Messung dieser Zone und ihre Verwendung zur Rechnung von vornherein aus. Erschwerend waren ferner die nicht parallele Stellung der beiden Zwillingsindividuen (dieselben konvergieren um einen nicht konstanten Winkel bis zu 0°10′ gegen die positive Seite der c-Achse), dann die Facettierung der Fläche 001 und endlich der Umstand, daß die wichtigen Flächen $1\bar{1}0$ und $\bar{1}\bar{1}0$ durch vizinale Prismenflächen vertreten und infolge mehrfacher Knickung senkrecht zur Prismenkante zwar deutliche, aber außerhalb der Zone liegende Reflexe gaben. Die Messung mit dem einkreisigen Goniometer, die derartige Unregelmäßigkeiten im Krystallbau leichter übersehen läßt, führte daher zu einem vollkommen unbrauchbaren Resultate. Erst die Beobachtung mit dem zweikreisigen Theodolithgoniometer ergab Werte, die zur Berechnung der Elemente verwendbar waren. Hierbei wurde die

Zone Pn M (Fig. 2), die fast allgemein gut meßbar war, in den Horizontalkreis gelegt und Azimut (gegen P als Spaltfläche) und

Fig. 1.

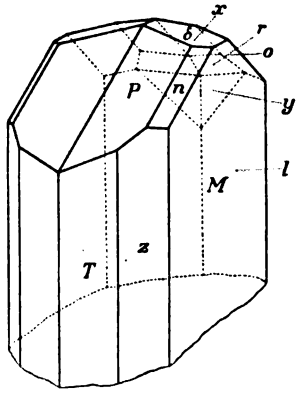
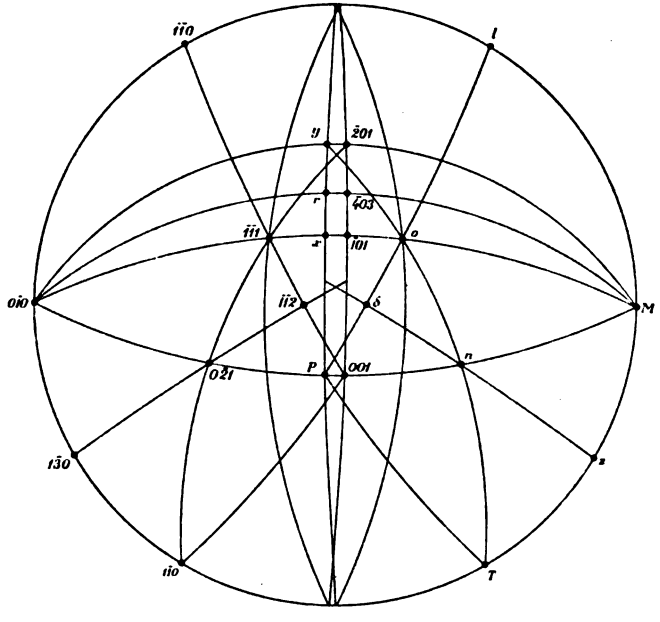


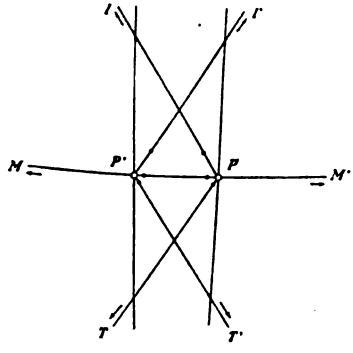
Fig. 2.



Poldistanz der beobachtbaren Flächen gemessen. Von allen diesen hatte nur o ($\bar{1}1\bar{1}$) gegenüber der Äquatorialzone eine genügend konstante Lage; alle anderen waren teils gekrümmt — wie die

Fläche r —, teils durch inkonstante Vizinalflächen ersetzt. Außerdem wurden die Winkelkoordinaten aller genau in der Prismenzone liegenden Flächen gemessen, woraus sich durch Rechnung sechs gut übereinstimmende Werte für den Winkel zwischen den Zonen Mz T und Mn P ergaben. Der Versuch, diesen Winkel aus der gegenseitigen Lage der vier Basisflächen eines Albit-Karlsbader Zwillings zu berechnen, lieferte ein wesentlich kleineres Resultat, was in der nicht vollkommen parallelen Verwachsung seine Ursache haben dürfte.

Fig. 3.



Es wurden folgende Formen beobachtet:

[P = (001)]	y = (2̄01)
M = (01̄0)	r = (4̄03)
T = (11̄0)	e = (02̄1)
l = (1̄1̄0)	o = (1̄1̄1)
z = (13̄0)	δ = (1̄1̄2).
x = (1̄01)	(S. Fig. 1 und 2.)

Außerdem wurde an zwei Krystallen eine schmale Vizinalfläche zwischen M und z beobachtet, deren Symbol (3 1̄0̄ 0) sein dürfte.

Die Fläche P selbst tritt niemals auf, sondern ist stets durch Vizinalflächen ersetzt, die in drei Zonen PM, PT und Pl liegen (Fig. 3). Die an Zwillingskrystallen oft beobachtete Erscheinung des rascheren Wachstums an der Zwillingsgrenze kehrt auch bei dem vorliegenden Albit wieder; das Bestreben der Natur, die durch die Verwachsung entstehenden einspringenden Winkel auszufüllen, hat zur Bildung dieser neuen Formen Anlaß gegeben, die jedoch — als Begleit-

erscheinungen der Zwillingsbildung — nicht als krystallographisch bestimmte Flächen anzusehen sind. Da dieselben überdies sehr matt sind, so daß sie bei ihren unscharfen oder gänzlich fehlenden Reflexen oft nur auf größte Helligkeit eingestellt werden konnten, ist die Berechnung der Symbole als zwecklos unterblieben. Diese Fazettierung der P-Fläche scheint übrigens für manchen Albit typisch zu sein; auch an einem Krystall des im zweiten Teile beschriebenen Grönländer Albit konnte ich auf P dieselbe Verteilung der Vizinalflächen beobachten. Zu erwähnen ist noch die starke Krümmung der Fläche r, die G. Melczer (5) auch am Albit von Nadabula gefunden hat.

In nachstehender Tabelle sind die der Rechnung zugrunde gelegten Messungen verzeichnet, wobei φ das Azimut gegen die Spaltfläche 001, ρ die Poldistanz bedeuten.

Bezeichnung		Einzelbeobachtungen		Mittelwerte	
der Fläche	d. Kryst.	φ	ρ	φ	ρ
P = 001	I—VI	0°	90°	0°	90°
n = $0\bar{2}1$	I	46° 46′	90°	46° 47′ 18″	90°
	II	46° 42′	90°		
	III	46° 46′	90°		
	IV	46° 51′ 30″	90°		
	V	46° 51′	90°		
M = $0\bar{1}0$	I	93° 39′	90°	93° 37′ 30″	90°
	II	93° 37′	90°		
	III	93° 38′	90°		
	VI	93° 36′	90°		
o = $\bar{1}\bar{1}1$	I	39° 7′ 15″	43° 37′	39° 11′ 4″	43° 32′ 45″
	III	39° 17′	43° 28′		
	IV	39° 7′	43° 36′		
	V	39° 13′	43° 30′		

Der aus den Winkelkoordinaten verschiedener Flächen der Prismenzone berechnete Zonenwinkel PMT betrug:

63° 23′ 10″
63° 22′ 40″
63° 24′ 20″
63° 24′ 10″ im Mittel: 63° 23′ 33″.
63° 22′ 40″
63° 24′ 20″

Aus diesen Elementen wurden Achsenwinkel und Achsenverhältnis berechnet; die gefundenen Werte sind aus der folgenden Zusammenstellung zu ersehen, in welche zum Vergleiche die neuesten Messungen, nämlich jene von G. Melczer (Nadabula) (5) und C. Dreyer und V. Goldschmidt (Grönland) (6) mit aufgenommen sind.

Fundort	α	β	γ	a:b:c
Nadabula .	94° 6′	116° 36 1/3′	87° 52′	0·6350:1:0·5578
Grönland . .	94° 15′	116° 37′	87° 41′	0·6367:1:0·5593
Morro Velho	94° 10′	116° 36·5′	87° 56·5′	0·6361:1:0·5584

Vergleicht man diese Übereinstimmung mit den Differenzen, welche die älteren Albitmessungen untereinander aufweisen, so ist ein entschiedener Fortschritt zu konstatieren.

Die berechneten und gemessenen Winkel sind in der nachstehenden Tabelle verzeichnet; wegen der schlechten Beschaffenheit der meisten Flächen war es nicht möglich, mehr Kontrollwinkel zu messen. Doch ist bei den wenigen die Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Rechnung eine so gute, daß eine weitere Kontrolle unnötig ist. Die Winkel der Prismenzone und die Winkel zwischen den Prismenflächen und P wurden zwar gemessen, sind jedoch, da die Prismenzone sehr unverläßlich ist und die gemessenen Werte oft um mehr als einen halben Grad voneinander abweichen, als Kontrollwinkel nicht geeignet. Sie wurden daher auch nicht in diese Tabelle aufgenommen.

Winkeltabelle.

Flächenbezeichnung	Berechnet	Gemessen
$PT = 001 : 1\bar{1}0$	69° 8′	—
$Pz = 001 : 1\bar{3}0$	80° 11′	—
$Px = 001 : \bar{1}01$	52° 10′	52° 17′*)
$Py = 001 : \bar{2}01$	82° 6′	82° 10′*)
$Pn = 001 : 0\bar{2}1$	*	46° 47′ 18″
$Po = 001 : \bar{1}\bar{1}1$	57° 44′	57° 43′
$P\delta = 001 : \bar{1}\bar{1}2$	30° 5′	29° 56′
$MT = 0\bar{1}0 : 1\bar{1}0$	60° 8′	—
$Ml = 0\bar{1}0 : \bar{1}\bar{1}0$	60° 29′	—
$Mz = 0\bar{1}0 : 1\bar{3}0$	30° 15′	—
$My = 0\bar{1}0 : \bar{2}01$	92° 32′	—
$Mr = 0\bar{1}0 : \bar{4}03$	93° 23′	—
$Mn = 0\bar{1}0 : 0\bar{2}1$	*	46° 50′ 12″
$Mo = 0\bar{1}0 : \bar{1}\bar{1}1$	66° 23′	66° 23′
$M\delta = 0\bar{1}0 : \bar{1}\bar{1}2$	78° 17′	—
$Tz = 1\bar{1}0 : 1\bar{3}0$	29° 53′	—
$Tr = 1\bar{1}0 : \bar{4}03$	125° 0′	—
$Tn = 1\bar{1}0 : 0\bar{2}1$	51° 23′	51° 21′
$T\delta = 1\bar{1}0 : \bar{1}\bar{1}2$	83° 41′	—
$lx = \bar{1}\bar{1}0 : \bar{1}01$	65° 51′	—
$ly = \bar{1}\bar{1}0 : \bar{2}01$	45° 55′	—
$lr = \bar{1}\bar{1}0 : \bar{4}03$	58° 53′	—
$ln = \bar{1}\bar{1}0 : 0\bar{2}1$	86° 13′	—
$lo = \bar{1}\bar{1}0 : \bar{1}\bar{1}1$	57° 7′	—
$zx = 1\bar{3}0 : \bar{1}01$	106° 1′	—
$zy = 1\bar{3}0 : \bar{2}01$	116° 59′	—
$zn = 1\bar{3}0 : 0\bar{2}1$	40° 56′	40° 57′
$zo = 1\bar{3}0 : \bar{1}\bar{1}1$	81° 36′	—
$xr = \bar{1}01 : \bar{4}03$	13° 15′	—
$xo = \bar{1}01 : \bar{1}\bar{1}1$	27° 28′	—
$x\delta = \bar{1}01 : \bar{1}\bar{1}2$	30° 24′	—
$yr = \bar{2}01 : \bar{4}03$	16° 41′	—
$yo = \bar{2}01 : \bar{1}\bar{1}1$	39° 10′	—
$ro = \bar{4}03 : \bar{1}\bar{1}1$	29° 56′	—
$no = 0\bar{2}1 : \bar{1}\bar{1}1$	46° 56′	46° 58′
$n\delta = 0\bar{2}1 : \bar{1}\bar{1}2$	38° 42′	38° 40′
$o\delta = \bar{1}\bar{1}1 : \bar{1}\bar{1}2$	27° 38′	—

*) Von P. A. v. Sachsen-Coburg-Gotha gemessen (3).

Optische Messung. Zur Bestimmung der Brechungsquotienten mit dem Abbe-Pulfrichschen Refraktometer wurden drei Schliffe verwendet, von denen zwei parallel M und einer parallel P war. Die Ergebnisse waren folgende:

	Winkel der Totalreflexion	Einzelbeobachtungen	Mittelwerte
α_{Na}	53° 56′ 30″ 53° 56′ 35″ 53° 56′ 30″	1·52825 1·52826 1·52823	1·52825
β_{Na}	54° 9′ 33″ 54° 9′ 35″ undeutlich	1·53244 1·53245 —	1·53245
γ_{Na}	54° 29′ 30″ 54° 28′ 51″ 54° 28′ 58″	1·53884 1·53864 1·53867	1·53872

Hieraus ergibt sich:

$$\beta - \alpha = 0{\cdot}00420$$
$$\gamma - \alpha = 0{\cdot}01047$$
$$\gamma - \beta = 0{\cdot}00627$$

Aus den gemessenen Brechungsquotienten berechnet sich nach der Formel:

$$\operatorname{tg} V = \sqrt{\frac{\frac{1}{\alpha^2} - \frac{1}{\beta^2}}{\frac{1}{\beta^2} - \frac{1}{\gamma^2}}}$$

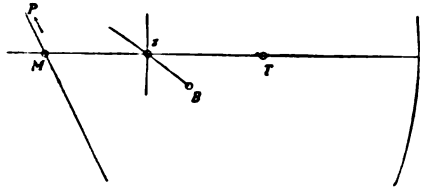
der wahre Achsenwinkel $2V = 78° 53'$, was mit dem Resultat der konoskopischen Messung: $2V = 78° 32'$ gut übereinstimmt.

Wie v. Fedorow (7) und F. Becke (8) gefunden haben geben Schliffe, welche durch beide Individuen eines Albitzwillings ungefähr in der Richtung der Prismenflächen z oder T geführt werden, die Bilder beider optischen Achsen. Eine streng parallele Verwachsung vorausgesetzt, ließe sich also an einem einzigen Präparat die optische Orientierung des Albit bestimmen, doch sind die Beobachtungsfehler

ziemlich bedeutend — teils in der Methode der Messung, teils in der wegen der schlechten Beschaffenheit der Krystallflächen schwierigen Ermittlung der Schliffposition gelegen —, so daß zu der folgenden Messung eine größere Anzahl von Präparaten angefertigt werden mußte. Wegen der leichteren Einstellung unter dem Mikroskop wurde auf die Erhaltung einer natürlichen Prismenkante Rücksicht genommen und aus demselben Grunde die Schliffe nicht dünner gemacht, als es zur deutlichen Sichtbarkeit der Achsenbilder nötig war.

Das Prinzip der Messung ist aus Fig. 4 ersichtlich, die einen Teil der stereographischen Projektion eines Albitkrystalls in der üblichen Aufstellung darstellt. Es sei z der Pol eines der krystallographischen Lage nach bestimmten Schliffes (oder, wie in diesem

Fig. 4.



Falle, einer natürlichen Prismenfläche), das in z zur Zone MT normale Kreisstück die Richtung einer aufrechten Prismenkante und B der Achsenort: aus den Größen Mz, $\measuredangle MzB = \eta$ und $zB = d$ kann die Achsenposition berechnet werden.

$$\rho = 90^0 - MB$$
$$\lambda = 90^0 - \measuredangle BMz$$

Die erforderlichen Größen können mittelst des mit einem Okularschraubenmikrometer versehenen Mikroskopes in folgender Weise gemessen werden.

Der Schliff hat die Position: $\rho = +149^0 15'$, $\varphi = 90^0$, es ist also $Mz = 30^0 45'$. Die Prismenkante wird auf den beweglichen Faden des Okulars eingestellt; das Mittel mehrerer Ablesungen beträgt:

$$199^0 50' \ (19^0 50'),$$

die Richtung der Zone MzT, daher

$$109^0 50' \ (289^0 50').$$

Nun wird durch Drehung des Tisches das Achsenbild in die Stellung gebracht, in welcher die innerste isochromatische Kurve desselben durch den beweglichen Okularfaden halbiert wird und die

Einstellung zur Vermeidung von Zentrierungfehlern nach Drehung um 180° wiederholt. Die Mittelwerte von je zwanzig Ablesungen sind:

$$146°59' \text{ und } 325°37'.$$

Gleicht man diese Werte gegeneinander aus, so erhält man für die Richtung des durch z und B gehenden größten Kreises:

$$146°18' \ (326°18'),$$

womit der Winkel η gegeben ist. Es erübrigt nur noch, die Zentraldistanz $zB = d$ zu messen, was mittelst des Okularschraubenmikrometers in der von E. Mallard (9) angegebenen Weise geschieht, wozu der Objekttisch in die auf die Richtung zB (146°18') normale Stellung zu bringen ist. Die Ablesung für den linearen Abstand d ergibt 1·7372 Trommelteile, was nach Einrechnung der auf empirischem Wege gefundenen Mallardschen Instrumentkonstante einem räumlichen Winkel von $d = 13°55'$ entspricht.

Aus diesen Elementen berechnet sich für die Achse B des Albit:

$$\varphi = -47°49'$$
$$\rho = -77°42'.$$

Es muß zugegeben werden, daß die eben beschriebene Methode einen prinzipiellen Fehler hat, da die Einstellung auf die Mitte der innersten isochromatischen Kurve der Wirklichkeit nicht entspricht; bei genügend dicken Schliffen ist jedoch der lineare Durchmesser dieser Kurve so klein, daß auch der Fehler die bei solchen Messungen erreichbare Genauigkeit nicht sonderlich beeinflußt.

Von der Möglichkeit, beide Achsen in einem Schliffe zu beobachten, wurde aus dem Grunde kein Gebrauch gemacht, weil in diesem Falle immer eines der beiden Achsenbilder im Mikroskop sehr nahe an den Rand des Gesichtsfeldes zu liegen kommt, wo sich der Wert der sphärischen Aberration ungleich rascher ändert als in den mittleren Teilen.

Die nachstehende Tabelle enthält die Messungsresultate; die in derselben verwendeten Bezeichnungen sind die allgemein üblichen und es kommen nur wenige neue hinzu. Die Orientierung der Schliffflächen (S) ist so zu verstehen, daß φ das Azimut in der Prismenzone von 010 aus (im Uhrzeigersinne +, sonst —), ρ die Poldistanz (in der oberen Hemisphäre +, in der unteren —) bedeuten. Im gleichen Sinne sind auch die Vorzeichen beim Winkel η gebraucht, wobei der Bogen MS (zS) $< 180°$.

Achse	Orientierung des Schliffes		Gewicht d. Messung	η	d	Achsenposition	
	φ	ρ				φ	λ
A	+ 41°42′	−89°51′	a	zSA = −81° 7′	16°59′	−48° 5′	+64°11′
	−143°28′	90°	b	MSA = +81°52′	16°56′	−48° 5′	+64°26′
B	+149° 9′	−89°48′	b	MSB = +38°15′	13°39′	−47°41′	−77°22′
	− 28°29·5′	−89°13′	a	„ = −151° 5′	14°14′	−48° 2′	−77° 56′
	+149°45′	90°	a	„ = +36°28′	13°55′	−47°49′	−77° 42′

Vereinigt man die Einzelbeobachtungen von φ und λ zu einem Mittel, wobei den mit a bezeichneten Werten infolge der günstigeren Beobachtungsverhältnisse ein höheres Gewicht beizulegen ist als den übrigen, so ergibt sich für die Position der Achsen und Mittellinien:

	φ	λ
A:	−48·1°	+ 64·3°
B:	− 47·9°	−77·8°
α:	− 0·2°	+ 83·4°
γ:	−73·4°	− 7·1°

$2V = 78·5°$ (aus den Brechungsquotienten berechnet: 78·9°).

Die Kontrolle durch die Bestimmung der Auslöschungsschiefe ergab folgende Resultate:

	beobachtet	berechnet
Auslöschungsschiefe auf P	3·9°	3·9°
„ „ M	19·9°	19·9°
„ „ $\perp$ PM	−14·6°	−14·4°.

Der Schliff $\perp$ PM hatte die Orientierung: $\varphi = 91°59'$, $\rho = 62°58'$, was einer Abweichung von weniger als einem halben Grad von der verlangten Lage gleichkommt.

Die Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Rechnung ist eine vollkommen befriedigende, wenngleich die sich deckenden Werte für die Auslöschungsschiefe auf M kein absolutes Kriterium für die Richtigkeit der Messung bilden, da diese Fläche, wie schon früher erwähnt wurde, kaum einmal an ihrem richtigen Platze ist und außerdem durch ihre Riefung die Beobachtung erschwert. Die einzelnen Vizinalen, welche die M-Fläche zusammensetzen, löschen nicht gleichzeitig aus und müßten der Reihe nach bis auf je eine durch eine deckende Farbe abgeblendet werden, um einen der Wahrheit nahekommenden Mittelwert zu geben. Wie weit dieser Fehler

gehen kann, beweist der Umstand, daß P. A. von Sachsen-Coburg-Gotha (3) die Auslöschung auf M mit 19° 13′ 30″ angibt, während die von ihm auf P gefundene mit meinen Beobachtungen vollkommen übereinstimmt.

II. Albit von Grönland.

Durch Vermittlung des Herrn Prof. F. Becke, dem ich an dieser Stelle für die wohlwollende Förderung der vorliegenden Arbeit meinen besten Dank sage, erhielt ich von Herrn Prof. V. Goldschmidt in Heidelberg das reiche Material von Grönländer Albit, dessen erschöpfende krystallographische Bestimmung in der Schrift „Über Albit von Grönland" von C. Dreyer und V. Goldschmidt (Meddelelser om Gronland XXXIV., Kopenhagen 1907) niedergelegt ist. Für die freundliche Überlassung der Stufen bin ich den genannten Herren zu Dank verpflichtet.

Allgemeines. Die Krystalle, die zur optischen Messung verwendet wurden, stammen von den Fundorten Kangerdluarsuk und Narsarsuk in Grönland und sind genetisch von dem Albit von Morro Velho vollkommen verschieden. Während dieser als typisches Begleitmineral einer Erzlagerstätte auftritt, stammt der Albit von Grönland aus den Drusenräumen der Pegmatitgänge, die einen von älterem Granit umkleideten Syenit durchziehen, also aus einem Eruptivgestein (10).

Chemische Zusammensetzung. Nach der von Chr. Winter (6) ausgeführten Analyse ist der Anorthitgehalt gleich Null oder wenigstens äußerst gering.

	Kangerdluarsuk %	Narsarsuk %	Berechnet für reinen Albit %
SiO_2 . . .	68·80	68·80	68·81
Al_2O_3 . .	19·43	19·40	19·40
Na_2O . .	11·86	11·68	11·79
K_2O . . .	0·00	0·00	0·00
CaO . . .	0·00	0·20	0·00
	100·09	100·08	100·00

Aus der Berechnung der Formel nach dem Mischungsgesetz (vgl. die Tabelle im III. Teile der Arbeit) geht hervor, daß der vorliegende Albit weniger als 1% An enthält, so daß man ihn praktisch als rein ansehen darf.

Dichte. Zur genauen Bestimmung mit dem Pyknometer reichte das vorhandene Material nicht aus; es war auch deshalb ungeeignet, weil die meisten Krystalle an den Anwachsstellen durch dunkle Partikel des Muttergesteines verunreinigt waren. Doch wurde durch Schwebenlassen in Methylenjodid ein Vergleich mit dem Albit von Morro Velho versucht; ein Unterschied konnte aber nicht beobachtet werden, so daß man die Dichte mit 2·626.. annehmen kann. G. Flink (10) gibt allerdings für denselben Albit 2·624 an.

Optische Messung. Zur Bestimmung der Brechungsquotienten waren drei Schliffe zur Verfügung, von denen einer ungefähr nach M, der zweite nach der primären Pyramidenfläche und der dritte nach einem sehr steilen Längsprisma orientiert war. Die Messung mit dem Abbe-Pulfrichschen Refraktometer ergab folgende Werte:

	Winkel der Totalreflexion	Einzelbeobachtungen	Mittelwerte
α_{Na}	53° 56′ 23″	1·52820	1·52825
	53° 56′ 46″	1·52832	
	53° 56′ 31″	1·52824	
β_{Na}	54° 9′ 36″	1·53246	1·53233
	54° 9′ 4″	1·53229	
	54° 8′ 53″	1·53223	
γ_{Na}	54° 29′ 20″	1·53879	1·53864
	54° 28′ 28″	1·53851	
	54° 28′ 50″	1·53863	

Hieraus folgt:

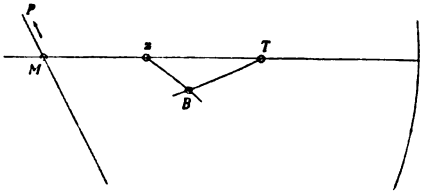
$$\beta - \alpha = 0{\cdot}00408$$
$$\gamma - \alpha = 0{\cdot}01039$$
$$\gamma - \beta = 0{\cdot}00631$$

und $2V = 77°53'$ (gemessen: 77° 18′).

Die von C. Viola gemachte Beobachtung, daß die Werte der Brechungsquotienten an gleichem Material weit über die möglichen Beobachtungsfehler schwanken, trifft hier nicht zu; bei homogener Struktur des Albit, die im vorliegenden Falle nach der chemischen Analyse zu erwarten ist, wäre hierzu auch kein stichhältiger Grund vorhanden.

Zur Bestimmung der optischen Achsen wurde eine Methode angewendet, deren Prinzip nachfolgend beschrieben ist. In Schliffen parallel der Prismenflächen T und z sieht man im Konoskop das Bild der Achse B auf verschiedenen Seiten der Prismenkante Tz. Zur Berechnung von φ und λ genügen außer den Positionen von T und z gegenüber M die beiden Winkel BzT und BTz (Fig. 5). Es ist klar, daß diese Methode — gleichmäßig gute Beobachtungen vorausgesetzt — um so genauer sein wird, je mehr sich der Winkel TBz dem Werte von 90° nähert. Der Vorteil ist, daß man von der sphärischen Aberration des Okulars, die sich infolge der komplizierten Beschaffenheit der Brennfläche nur auf empirischem Wege einigermaßen korrigieren läßt, vollkommen unabhängig ist, da die Stücke BT und Bz nicht gemessen zu werden brauchen. Es bleibt also nur der schon früher erwähnte geringe Fehler bestehen, der durch die Ein-

Fig. 5.



stellung auf die innerste Kurve bedingt ist. Die Anzahl der notwendigen Schliffe ist allerdings größer als bei der eingangs beschriebenen Methode, doch ist auch die Zahl der Werte, die man erhält, eine größere, wodurch die Kontrolle der Resultate bedeutend verschärft wird. Kann man vorhandene natürliche Krystallflächen benützen, wie es bei dem vorliegenden Albit mehrfach der Fall war, so erfordert die Anfertigung der Schliffe wenig Mühe und auch diese wird durch die einfache und rasche Art der Messung und Rechnung kompensiert.

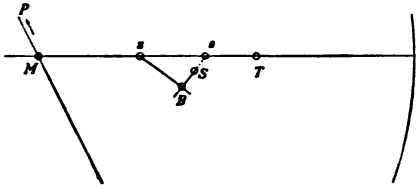
Die praktische Durchführung ist ähnlich der beim Albit von Morro Velho beschriebenen und braucht daher nicht weiter erörtert zu werden. Für die Rechnung empfiehlt es sich, in jenen Fällen, wo künstliche, also meist außerhalb der Zone gelegene Flächen zur Messung kommen (Fig. 6), statt der Werte φ, ρ für S und statt des Winkels MSB gleich zu berechnen:

$$Ms = \psi \text{ und } \sphericalangle MsB = \nu,$$

wobei der Punkt s der Schnitt der Prismenzone mit dem verlängerten Bogensttick BS ist.

Liegt der Schliff in der Zone, so sind ψ und ν natürlich mit den gemessenen Größen ident.

Fig. 6.



Nachstehend die Beobachtungsergebnisse:

Achse	Bez. des Schliffes	Orientierung des Präparates		Gemessener Winkel	ψ	ν
		φ	ρ			
A	a	+ 56° 47′	90°	MSA = 42° 8′	56° 47′	42° 8′
	b	— 119° 46′	+ 89° 46′	M′SA′ = 37° 59′	60° 32′	37° 51′
	c	— 135° 26′	— 85° 46′	P′SA′ = 79° 52′	46° 42·5′	63° 17′
	d	+ 29° 55′	90°	lSA′ = 66° 6′	29° 55′	66° 6′
B	a	— 59° 58′	90°	MSB = 26° 16′	59° 58′	26° 16′
	b	+ 119° 46′	— 89° 46′	M′SB′ = 27° 7′	59° 47′	27° 15′
	c	— 30° 20′	90°	TSB = 40° 16′	30° 20′	40° 16′
	d	+ 149° 36′	90°	T′SB′ = 39° 23′	30° 24′	39° 23′

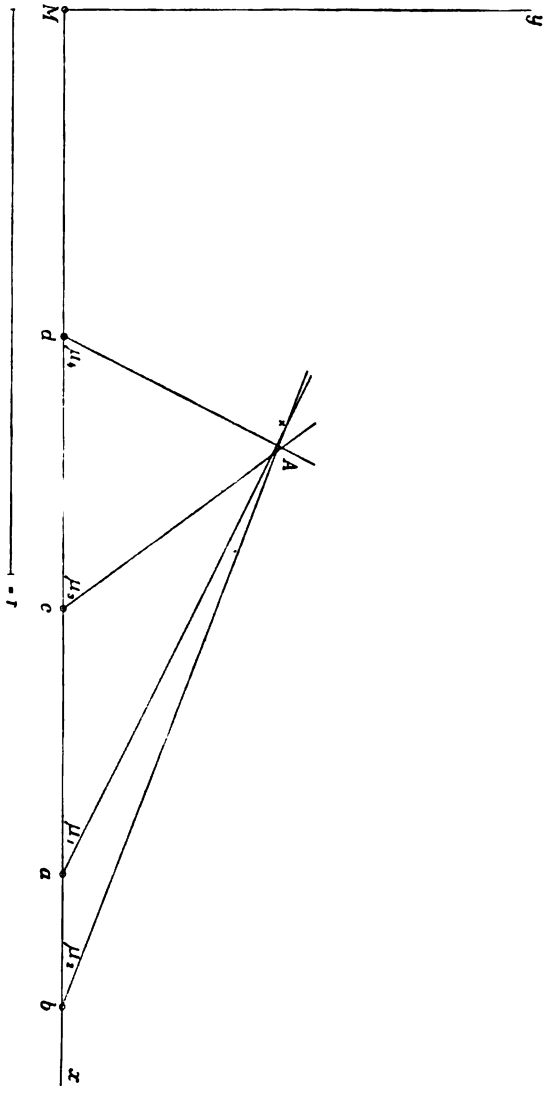
Die Berechnung der Achsenpositionen geschieht auf einfache Weise graphisch aus der gnomonischen Projektion, wobei bei genügender Größe und sorgfältiger Konstruktion die Genauigkeit einiger Minuten erreicht wird. Man trägt (Fig. 7) von M gegen x die Werte für ψ als Tangenten auf und konstruiert in den erhaltenen Punkten die gnomonischen Winkel μ, welche aus den wirklichen Winkeln ν nach der Formel $\operatorname{tg}\mu = \cos\psi \operatorname{tg}\nu$ gefunden werden. Die Kombination der Werte a, b, c, d (Achse A) ergibt folgende Möglichkeiten:

ab, ac, ad, bc, bd, cd;

infolge dessen erhalten wir sechs Schnittpunkte der von a, b, c und d ausgehenden Strahlen, somit auch sechs Werte für die Achsen-

position. Im vorliegenden Falle wurde die Kombination a b (in der Zeichnung mit × bezeichnet) wegen der Minderwertigkeit der Messung a

Fig. 7.



und auch deshalb bei Konstruktion und Rechnung ganz unberücksichtigt gelassen, weil der Schnitt der von a und b ausgehenden

Strahlen infolge des sehr spitzen Scheitelwinkels unklar ist und ein geringer Fehler in der Beobachtung von ν denselben beträchtlich verschiebt. Bei der Rechnung wurde den Schnitten mit dem Strahle von a ein geringeres Gewicht beigelegt.

Mißt man nun die Koordinaten (x, y) der verschiedenen Schnittpunkte A in bezug auf ein rechtwinkliges System xMy, was leicht auf 0·2 *mm* genau geschehen kann, so findet man die Position der Achse aus den Mittelwerten der Koordinaten nach den einfachen Formeln:

$$\operatorname{cotg}\lambda = \frac{y}{x} \text{ und } \operatorname{cotg}\varphi = \frac{y}{r\cos\lambda}.$$

Auf diese Weise erhielt ich aus der Konstruktion:

$\varphi = -49°5'$

$\lambda = \quad 64°1'$, was von dem durch Rechnung gefundenen Mittelwert nur sehr wenig abweicht.

Wendet man zur Bestimmung der Achsenpositionen die graphische Methode allein an, so ist natürlich die Berechnung von ψ und ν unnötig; sie wurde jedoch hier auch zur Konstruktion verwendet, um das Bild nicht zu komplizieren. Im gegebenen Falle können die gemessenen Winkel direkt in die gnomonische Projektion eingetragen werden. Die Berechnung ergab folgende Werte:

Achse A			Achse B		
Kombination	φ	λ	Kombination	φ	λ
ac	$-48°51'$	$+65°29'$	ac	$-48°2'$	$-76°35'$
ad	$-49°28'$	$+64°51'$	ad	$-47°48'$	$-76°39'$
bc	$-48°57'$	$+64°37'$	bc	$-47°48'$	$-76°22'$
bd	$-49°18'$	$+63°38'$	bd	$-47°33'$	$-76°27'$
cd	$-49°3'$	$+63°15'$	—	—	—
Mittel	$-49°7'$	$+64°10'$	Mittel	$-47°48'$	$-76°31'$

Hieraus ergibt sich:

	φ	λ
Mittellinie α:	$-0°42'$	$+84°5'$
„ γ:	$-73°23'$	$-8°20'$.

$2V = 77°18'$ (aus den Brechungsquotienten wurde berechnet $2V = 77°53'$).

Die Auslöschungsschiefe auf den Flächen M und $\perp$ PM folgt der empirischen Kurve, die seit M. Schuster (11) allgemein angenommen wird, dagegen ist die Auslöschungsschiefe auf P kleiner, als sie bis jetzt für das Endglied Ab angegeben wurde. Bei trüben Spaltblättchen nach 001 konnte ich allerdings eine etwas größere Auslöschungsschiefe beobachten, was vielleicht durch eine geringe Beimengung von Or-Substanz (als Mikroklin) zu erklären wäre; eine solche ist nicht ausgeschlossen, weil viele Krystalle des Grönländer Albit auf einer Unterlage von Orthoklas aufsitzen und mit diesem orientierte Verwachsungen bilden. Die folgende Tabelle enthält die Beobachtungsdaten.

Bezeichnung der Fläche	Auslöschungsschiefe		berechnet
	Einzelbeobacht.	Mittelwerte	
P	3° 44' 3° 30' 3° 46' 3° 33'	3° 38'	3° 34'
M	19° 59' 20° 46' 20° 10' 20° 10'	20° 16'	20° 27'
$\perp$ MP[1])	—14° 52'	—14° 52'	—14° 48'

III. Zusammenfassung der Resultate.

Vor der Diskutierung der beiden vorliegenden Albitmessungen glaube ich zum Vergleiche eine Übersicht über die bisherigen Arbeiten geben zu sollen.

In obiger Tabelle bedeuten die groß gedruckten Zahlen die durch die Analyse ermittelten Gewichtsprozente, die kleinen den

[1]) Der Schliff $\perp$ MP zeigte eine Abweichung von 0° 18' von der richtigen Lage.

I. Chemische Analysen.

Fundort	SiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	CaO	Verunreinigungen	Ausgeführt von	Umgerechnet auf Molekülprozente von		
								Ab	An	Or
Grönland . .	68·80	19·42	11·77	—	0·10	—	Chr. Winter (6)	99·53	0·47	—
	68·68	19·48	11·74		0·10					
Carrara . . .	68·7	19·5	11·8	—	Spur	—	Mattirolo und Boschi (12)	100	—	—
	68·81	19·40	11·79							
Modane . . .	68·20	19·00	13·50	—	—	—	?	100	—	—
	68·81	19·40	11·79							
Lakous . . .	68·51	19·83	11·74	0·16	—	0·15 H_2O	Mattirolo (13)	99·11	—	0·89
	68·77	19·39	11·69	0·15						
Morro Velho .	68·41	19·80	11·17	0·21	0·08	—	G. v. Tschermak (2)	98·39	0·39	1·22
	68·66	19·45	11·60	0·21	0·08					
Amelia I . .	67·75	19·96	11·06	—	0·51	0·10 MgO	Stephanowitsch (14)	97·51	2·49	—
	68·17	19·83	11·50		0·50					
Kramkogel . .	67·81	20·35	10·92	0·32	0·68	0·42 MgO	E. Kraus (14)	94·89	3·27	1·84
	67·90	19·94	11·19	0·31	0·66					
Wallhornthörl .	67·76	20·15	11·19	0·19	0·77	—	Piners (16)	95·31	3·62	1·07
	67·84	20·01	11·24	0·18	0·73					
Amelia II . .	68·96	20·26	9·89	0·11	1·05	0·23 Fe_2O_3, 0·22 MgO, MnO und Li_2O Spuren	F. Erben und L. Ceipek (17)	93·82	5·50	0·68
	67·38	20·34	11·06	0·12	1·10					

Gehalt an SiO_2, Al_2O_3 etc., welchen die in der letzten Kolumne angegebene Zusammensetzung aus Albit, Anorthit und Orthoklas theoretisch erfordern würde. Bei einigen der angeführten Daten zeigt sich eine beträchtliche Differenz zwischen Beobachtung und Rechnung: am meisten beim Albit von Modane. Derselbe wurde daher wegen der Unsicherheit der Analyse nicht an die Spitze der Reihe gestellt, wohin er bei dem Fehlen von CaO und K_2O gehören sollte. Aus demselben Grunde erscheint auch der Albit von Carrara erst an zweiter Stelle, da nach C. Viola die Analyse nur eine annähernde ist. Die Albite von Nuoro [C. Riva (15)] und aus der Nurra [C. Viola (18)] wurden in die Tabellen deshalb nicht aufgenommen, weil ihre optischen Eigenschaften für die Zugehörigkeit zum Oligoklasalbit sprechen.

Die Ungenauigkeiten der Analyse und die Beimengungen von Orthoklassubstanz und anderen Verbindungen machen es unmöglich, die Stellung dieser Albite in der Mischungsreihe zahlenmäßig zu präzisieren; vielmehr bedeuten die in der letzten Kolumne angeführten Zahlen nur relative Werte und auch diese werden nicht immer einwandfrei sein.

2. Brechungsquotienten.

Fundort	α	β	γ	Autor
Grönland . . .	1·52825	1·53233	1·53864	O. Grosspietsch
Carrara	1·5282	1·5323	1·5389	C. Viola (12)
Lakous	1·5290	1·5333	1·5386	C. Viola (19)
Morro Velho . .	1·52825	1·53245	1·53872	O. Grosspietsch
Amelia I . . .	1·5292	1·5331	1·5393	C. Viola (14)
Kramkogel . . .	1·5293	1·5340	1·5390	C. Viola (14)
Wallhornthörl . .	1·5300	1·5338	1·5401	C. Viola (14)
Amelia II . . .	1·5285	1·5321	1·5387	F. Becke (20)

Auch an einigen anderen Albiten sind die Brechungsquotienten gemessen worden: Schmirn [C. Klein (21)] und [K. Zimanyi (22)], Ogliaska [Em. Repossi (23)] und Bakersville [C. Viola (18)]; da jedoch die Analysen nicht bekannt sind, wurden die Resultate in obige Tabelle nicht aufgenommen.

Wie zu ersehen ist, nehmen im allgemeinen alle Brechungsquotienten mit steigendem Anorthitgehalt zu. Außerhalb der Reihe

steht der Albit von Amelia II, welcher dem Endgliede näher zu stehen scheint, als es die Analyse ergibt; bei Morro Velho ferner ist der Wert von α kleiner, als man erwarten sollte. Es wird sich später zeigen, daß dieser Albit auch in bezug auf die Auslöschungsschiefe auf P nicht vollkommen der Theorie folgt.

3. Optische Orientierung.

Fundort	A		B		α	
	φ	λ	φ	λ	φ	λ
Grönland . .	− 49·1°	+ 64·2°	− 47·8°	− 76·5°	− 0·7°	+ 84·1°
Carrara	− 58°	+ 65°	− 41·5°	− 87·5°	—	—
Modane . . .	− 47·5°	+ 65°	− 49°	− 76°	+ 1°	+ 83°
Lakous	− 43·5°	+ 77°	− 47·5°	− 77·5°	—	—
Morro Velho	− 48·1°	+ 64·3°	− 47·9°	− 77·8°	− 0·2°	+ 83·4°
Amelia I . . .	− 41·5°	+ 59·5°	− 47°	− 60°	+ 3°	+ 88°
Kramkogel . .	− 40°	+ 64°	− 47°	− 81°	+ 4·5°	+ 81·3°
Wallhornthörl .	− 45·5°	+ 57·5°	− 52°	− 80·5°	+ 4·75°	+ 77°
Amelia II . .	− 49·5°	+ 64·75°	− 47·9°	− 78·8°	− 0·9°	+ 83·3°

	γ		2 V aus den Brechungsquot.	2 V gemessen	Autor
	φ	λ			
Grönland . .	− 73·4°	− 8·3°	77° 53′	77° 18′	O. Grosspietsch
Carrara	—	—	76° 55′	—	C. Viola (12)
Modane . . .	− 74°	− 4°	—	78° [1])	A. Michel-Levy (24)
Lakous	—	—	84° 4′	—	C. Viola (19)
Morro Velho	− 73·4°	− 7·1°	78° 53′	78° 32′	O. Grosspietsch
Amelia I . . .	− 62·5°	+ 4°	76° 36′	—	C. Viola (14)
Kramkogel . .	− 73°	+ 1°	88° 6′	—	„
Wallhornthörl .	− 72°	− 0·5°	76° 50′	—	„
Amelia II . .	− 74·7°	− 9·9°	—	77° 39′	F. Becke (22)

*) 75° nach Descloiseaux und Fouqué.

Wie F. Becke (20) hervorgehoben hat, sind die Resultate, die C. Viola (14) bezüglich der Orientierung mit dem Krystallrefraktometer erhalten hat, kaum annähernde zu nennen. Dies zeigt sich deutlich in der folgenden Tabelle, in welcher man zwischen den konoskopischen Messungen (Grönland, Modane, Morro Velho und Amelia II) eine gute Übereinstimmung findet, während die von C. Viola gefundenen Werte beträchtliche Abweichungen aufweisen. F. Beckes Beobachtung über die Lage der Mittellinie α, welche zweifellos in den Krystallraum links von 010 zu liegen kommt, wird durch meine Messungen bestätigt.

Über die Auslöschungsschiefe auf den Flächen P, M und $\perp$ PM liegen nicht viele exakte Beobachtungen vor; die vorhandenen sind in der nachstehenden Tabelle enthalten.

4. Auslöschungsschiefe.

Fundort	P	M	$\perp$ MP	Autor
Grönland .	3·6°	20·3°	— 14·9°	O. Grosspietsch
Modane . .	3—4°	18° 34′—20° 46′	—	A. Michel-Lévy (24)
Lakous . .	3° 34′	19°	—	C. Viola (19)
Morro Velho	3·9°	19·9°	— 14·6°	O. Grosspietsch
Amelia I .	3° 20′	18° 43′	—	C. Viola (14)
Amelia II .	4°	20°	— 14°	F. Becke (20)

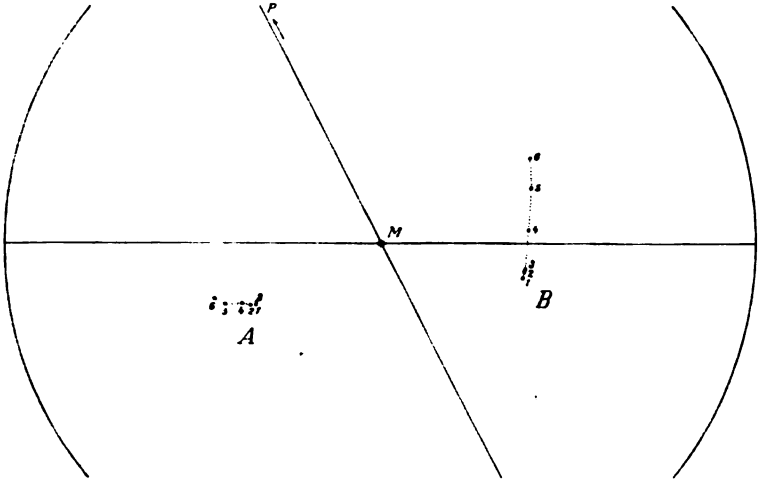
Die erhaltenen Resultate lassen sich mit wenigen Worten zusammenfassen:

1. Die Ergebnisse der krystallographischen Messung des Albit von Morro Velho bestätigen die Resultate G. Melczers [Nadabula (5)] und decken sich mit geringen Abweichungen mit den von V. Goldschmidt und C. Dreyer [Grönland (6)] gefundenen Werten.

2. Die optische Orientierung des reinen Albit ist nahezu sichergestellt. Die Verschiebung der optischen Achse erfolgt so, wie es auf Grund der bisherigen Messungen zu erwarten war (Fig. 8). Die von C. Viola gefundenen Abweichungen sind nur durch die Ungenauigkeit der Messungsmethode begründet. Die an dem Albit von Morro Velho gemachte Beobachtung, daß die Auslöschungsschiefe auf

P größer ist als bei dem reineren Albit von Grönland, was allen bisher aufgestellten Theorien widersprechen würde, ist vielleicht durch Gehalt an Orthoklassubstanz zu erklären; hierfür spricht auch die Anomalie des Brechungsquotienten α.

Fig. 8.



Orientierung der Achsen A und B.

1. Albit von Grönland.
2. „ „ Morro Velho.
3. „ „ Amelia.
4. Oligoklas-Albit.
5. Oligoklas 20% An.
6. Oligoklas 25% An.

Literatur.

1. Stelzner-Bergeat, Erzlagerstätten, I, 602.
2. Sitzungsberichte Wr. Ak., 112, 1903, I, 355.
3. Comptes rendus, 108, 1889, 1070.
4. Bull. soc. franç. minér., 17, 1894, 283.
5. Ztschr. f. Kr., 40, 1905, 571.
6. Meddelelser om Gronland, 34, 1907.
7. Ztschr. f. Kr., 22, 1894, 229.
8. Tsch. Mitt., 19, 1900, 321.
9. Bull. soc. franç. minér., 5, 1882, 77.
10. Ztschr. f. Kr., 23, 1894, 366.
11. Tsch. Mitt. 3, 1880, 118.
12. Ztschr. f. Kr., 32, 1900, 113.
13. „ „ „ 29, 1898, 151.

14. Ztschr. f. K., 32, 1900, 303.
15. Atti R. Accad. d. Sc. fis. e mat. Napoli **12**, 1905.
16. Ztschr. f. Kr., **26**, 1986, 201.
17. Tsch. Mitt., **20**, 1901, 85.
18. Ztschr. f. Kr. **43**, 1907, 204.
19. „ „ „ **30**, 1899, 436.
20. Tsch. Mitt., **19**, 1900, 321.
21. Comptes rendus, **61**, 1890, 846.
22. Ztschr. f. Kr., **22**, 1894, 321.
23. Atti R. Accad. Lincei Roma, **13**, 1904. 190.
24. A. Michel-Lévy: Etudes sur la detérmination des Feldspaths, 1894.

XV. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft.

Monatsversammlung

am 6. April 1908 im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität.
Anwesend: 25 Mitglieder.

Vortrag:

F. Becke: Über Myrmekit.

(Mit 4 Textfiguren.)

Eine der interessantesten Bildungen, deren Kenntnis wir der Einführung des Mikroskops in das Studium der Gesteine verdanken, sind jene Verwachsungen von Quarz und Plagioklas, die man gegenwärtig mit dem Namen Myrmekit belegt. Sie sind schon frühzeitig bemerkt worden. Einer der ersten, der diese Gebilde beschrieben hat, war Michel-Lévy.[1]) In dem Fundamentalwerk[2]) der französischen Petrographie werden sie als „quartz vermiculée" scharf von dem eigentlichen Mikropegmatit geschieden, bei dem die in Feldspat eingewachsenen Quarzstengel gewöhnlich geradlinig begrenzt sind, und beschrieben als „formes hiéroglyphiques à contoures courbes ou des apparences vermiculaires". „Quartz vermiculée" erscheint dann sehr häufig in der französischen petrographischen Literatur. M.-Lévy und seine Schüler sehen in diesen Gebilden das Ergebnis einer Korrosion des älteren Plagioklases durch das Magma, das den jüngeren Orthoklas produziert.

---

[1]) Bull. Soc. Géol. de France, 8e série, tome III, 1874. Structure microscopique des roches acides anciennes. Granite porphyroide de Vire, pag. 201. Taf. IV, Fig. 1.

[2]) Fouqué u. Michel-Lévy: Minéralogie micrographique, 1879, pag. 193.

J. Romberg[1]) hat bei der Beschreibung argentinischer Granite die Aufmerksamkeit auf Quarz- und Feldspatbildungen gelenkt, die er als sekundäre Bildungen auffaßte. Hierunter befinden sich nun auch solche, die wir heute Myrmekit nennen würden.[2]) Einem Gebrauche Rosenbuschs folgend nennt er sie granophyrische Verwachsungen.

Er gibt davon eine Anzahl guter Abbildungen; seine Beschreibungen heben manche Momente richtig hervor, so das Auftreten der Verwachsungen an den Rändern der Mikroklindurchschnitte. Die Gründe, die er dafür vorbringt, daß diese Gebilde Produkte der Verwitterung seien, sind nicht zwingend. Allerdings folgen den gekerbten Säumen vom Myrmekit um Kalifeldspat öfters in etwas verwitterten Gesteinen trübe Verwitterungszonen; das rührt aber davon her, daß die Verwitterung auf allen Fugen zwischen den Gesteinsgemengteilen angreift. Es gibt Myrmekit in ganz unverwitterten Gesteinen.

Die Auffassung Rombergs habe ich mit einer gewissen Lebhaftigkeit bekämpft in der Arbeit über Tonalit der Rieserferner.[3]) Bekannt waren mir diese Bildungen allerdings schon länger und ich habe sie kurz beschrieben in der Arbeit über die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels.[4]) Ich bezeichnete sie hier als mikropegmatitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat; die Beschreibung ist hier noch mangelhaft. Dagegen habe ich der Beschreibung dieser Gebilde in der Tonalit-Arbeit nicht viel Wesentliches mehr hinzuzufügen. Ich nannte dort diese Gebilde Mikropegmatitzapfen.

Was ich zurücknehmen muß, ist die Deutung dieser Gebilde. Ich warf die „Mikropegmatitzapfen" mit Mikropegmatit zusammen, obgleich ich den Unterschied in der Beschreibung feststellte, und betrachtete beide als Resultat letzter magmatischer Ausscheidung.

Schwierigkeiten bereiteten dabei jene Fälle, wo Säume von „Mikropegmatitzapfen" Plagioklase umgaben, die ganz von Kalifeld-

---

[1]) J. Romberg, Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. VIII, 1892.

[2]) Taf. IX, Fig. 15, 16, 17, 18.

[3]) Diese Mitt. XIII, pag. 411.

[4]) Diese Mitt. IV, pag. 201, 211 und sonst an mehreren Stellen.

spat umgeben waren. So wie später H. Graber[1]) nahm ich an, daß derartige Durchschnitte über oder unter der Schliffebene mit dem Rande des Kalifeldspates zusammenhingen.

Ich habe mich in der Folge überzeugt, daß diese Annahme nicht zulässig ist und daß solche „Mikropegmatitzapfen" auch von Klüften und Sprüngen aus in den Kalifeldspat eindringen.

K. Futterer[2]) hat wohl zuerst derartige Beobachtungen veröffentlicht und vorzügliche Abbildungen dieser Verwachsungen gegeben. Er betont auch das reichliche Auftreten dieser Gebilde im Streckungshof der großen Mikroklinkörner des dynamometamorphen „Granitporphyres".[3])

Weniger klar ist seine Beschreibung dieser Gebilde, und die Angabe, daß es sich um granophyrische Verwachsung von zweierlei Feldspat handle, ist entschieden unrichtig. Futterer sieht in diesen Gebilden die Ausfüllung von Hohlräumen, die bei der Zertrümmerung und Streckung des Gesteins durch Gebirgsdruck entstehen; das halte ich nicht für richtig.

Im Jahre 1899 veröffentlichte J. J. Sederholm[4]) eine interessante Studie über das Grundgebirge von Finnland. Zweimal kommt er hier auf diese Gebilde zu sprechen, die er mit dem Namen Myrmekit belegt. Seite 108 spricht er von Orthoklaskörnchen, die an der gegenseitigen Grenze der Feldspate zum Teil als sie durchziehende Schnürchen auftreten und mit radialstrahlig angeordneten wurmartig gekrümmten Quarzstengeln (Quartz vermiculaire von M.-Lévy) verwachsen sind. Seite 112 gibt er gute Abbildungen (Fig. 62 u. 63) dieser Verwachsung und schildert das Auftreten der

---

[1]) H. Graber, Die Aufbruchzone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Südkärnten. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanst. XLVII. Bd., 1897.

[2]) K. Futterer, Über Granitporphyr von der Griesscharte in den Zillertaler Alpen. Ein Beitrag zur Kenntnis dynamometamorpher Strukturen. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. IX. 1894.

[3]) Das Gestein der Griesscharte ist eine Apophyse des großen Zentralgneiskernes der Zillertaler Hauptkette. Die gleiche Ausbildung findet sich als Randzone am Westende des Tonalitgneiskernes im Schlegeistal. Die Bezeichnung „Granitporphyr" ist gesucht. Ohne Schieferung wäre das Gestein porphyrartiger Granit, aber kaum Granitporphyr.

[4]) J. J. Sederholm, Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland. Bull. Com. Géol. de la Finlande. No. 6, 1899.

„warzenähnlichen Verwachsungen zwischen Feldspat, ganz vorwiegend Oligoklas, und wurmartig gekrümmten Quarzstengelchen".

Er unterscheidet diese Gebilde scharf von dem echten Mikropegmatit[1]), von dem sie auch genetisch verschieden sind. Er findet, daß Myrmekit in reichlicher Menge dort auftritt, wo sich Mörtelstruktur (Törnebohm) entwickelt hat. Doch unterscheidet sich diese Mörtelstruktur von derjenigen, welche man in Graniten antrifft, die eine vorwiegend mechanische Metamorphose durchgemacht haben. „Es scheint somit der Myrmekit nur metamorph, und zwar bei solchen Prozessen gebildet zu werden, welche der Kontaktmetamorphose nahe stehen, also bei erhöhter Temperatur und Vorhandensein von reichlichen Lösungsmitteln."

In neuerer Zeit hat sich gelegentlich W. Bergt[2]) mit dem Myrmekit beschäftigt. Er findet keine Veranlassung, Gebilde im körnigen Gneis von Surinam, die mit Sederholms Myrmekit identisch sind, für sekundär zu halten. „Sein den übrigen Gemengteilen durchaus gleichartiges Auftreten läßt ihn als eine dem Mikropegmatit entsprechende ursprüngliche Verwachsungsform erscheinen." Diese Aussage kann richtig oder unrichtig sein; es kommt auf die Definition des Ausdruckes ursprünglich an. Entschieden unrichtig ist es aber, wenn gesagt wird, daß Sederholm die in Rede stehenden Gebilde zuerst beschrieben hätte. In der Beschreibung hat Sederholm mindestens 3 bis 4 Vorgänger gehabt. Sein Verdienst ist es, den Unterschied gegenüber Mikropegmatit, den schon Fouqué und M.-Lévy bemerkt hatten, wieder scharf hervorgehoben und diesen Gebilden einen passenden Namen gegeben zu haben.

In letzter Zeit hat Petraschek[3]) dem Myrmekit ein eigenes Kapitel gewidmet gelegentlich der Untersuchung von Gesteinen der Brixener Masse und ihrer Randbildungen. Nach eingehender Besprechung der über Myrmekit aufgestellten Ansichten stellt er die eigenen Beobachtungen zusammen, unter denen insbesondere von Wichtigkeit ist, daß die Myrmekitsäume sich nur dort entwickeln,

---

[1]) Was schon Fouqué und M.-Lévy getan haben.

[2]) W. Bergt, Zur Geologie des Coppename- und Nickerietales in Surinam (Holländisch-Guyana). Samml. des geolog. Reichsmuseums zu Leiden. Serie 11, Bd. II, Heft 2.

[3]) W. Petraschek, Über Gesteine der Brixener Masse und ihrer Randbildungen. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanst. 54, 1904, pag. 47.

wo Plagioklas an Kalifeldspat grenzt, und dort fehlen, wo Plagioklas oder Kalifeldspat an Quarz grenzen; daß ferner hie und da ein äußerer Saum der Myrmekitrinden gegen den Kalifeldspat hin aus fast reinem Albit besteht, identisch mit den gröberen perthitischen Albitspindeln des Kalifeldspates, und daß dieser Albitsaum frei ist von den Quarzstengeln.

Bezüglich der Bildungsweise des Myrmekits erörtert er verschiedene Möglichkeiten: Aussonderung eines Gehaltes von Quarz- und Plagioklassubstanz, die ursprünglich im Kalifeldspat gelöst gewesen sei nach Art einer festen Lösung; Reaktion zwischen Kalifeldspat und Plagioklas; direkte Erstarrung als letzter Magmarest. Keine von diesen Ansichten läßt alle Erscheinungen befriedigend erklären. „Auf jeden Fall aber halten wir den Myrmekit für eine primäre und magmatische Bildung."

Wiederholte Beobachtungen an Myrmekit in verschiedenen Gesteinen haben mir ergeben:

1. Der Myrmekit besteht aus halbrunden oder kegelförmigen oder krustenartigen Partien von Plagioklas mit wechselndem, aber meist niedrigem Anorthitgehalt, welche von gekrümmten, bisweilen verästelten Quarzstengeln durchwachsen sind. Die Quarzstengel sind in der Regel partienweise Teile desselben Individuums.

2. Myrmekit findet sich ausschließlich im Zusammenhang mit Kalifeldspat (Mikroklin), und zwar am häufigsten in die Rinde der Mikroklinkörner eingesenkt, dort wo diese an Plagioklas grenzen, nicht aber an der Grenze gegen den Quarz. Bisweilen umsäumt er auch im Mikroklin eingeschlossene Plagioklase und siedelt sich auch auf Klüften und Sprüngen des Kalifeldspates an.

3. Es besteht kein konstantes Verhältnis zwischen der Größe des Kalifeldspates und der an seinem Rande auftretenden Myrmekitzone. Der Myrmekit kann den Kalifeldspat auch völlig verdrängen.

4. Der Plagioklas der Myrmekitkörner hat keine gesetzmäßige Orientierung zum Kalifeldspat, in den er eingesenkt ist[1]), aber er erweist sich häufig als orientierte Fortwachsung benachbarter Plagioklase. Die Myrmekitpartien setzen sich selten an die P-Flächen des Plagioklases, häufig dagegen an die Vertikalkanten, an die y-, x- und o-Flächen. Nur wenn Myrmekit als Fortwachsung an orien-

[1]) Gegensatz zum Schachbrett-Albit.

tierten Plagioklaseinschlüssen des Mikroklins auftritt, ist er natürlich so wie diese parallel zum Wirt orientiert.

5. Der Myrmekitfeldspat grenzt sich gegen den Kalifeldspat stets durch konvexe Flächen ab und die Quarzstengel sind divergent strahlig und ungefähr normal zu dieser Oberfläche gestellt; die gabelig verästelten Quarzstengel richten den offenen Winkel der Gabel immer dieser Oberfläche zu. Hierdurch entsteht der Eindruck, als würde der Myrmekit stets einwärts in den Kalifeldspat hinein wachsen. In frischen Gesteinen erscheint die Grenze zwischen Kalifeldspat und Myrmekit stets vollkommen scharf, bisweilen etwas gekerbt oder gezähnelt.

6. Die Zusammensetzung des Plagioklasgrundes im Myrmekit schwankt, wie es scheint, mit der Beschaffenheit des Gesteins, in dem er auftritt. Durch Vergleichung der Lichtbrechung mit der der Quarzstengel läßt sich die Bestimmung leicht vornehmen. Je basischer das Gestein im ganzen, je anorthitreichere Plagioklase es enthält, desto anorthitreicher ist auch der Plagioklasgrund des Myrmekit. So fand ich in einer basischen augitführenden Schliere in Granitit von Janowitz, Böhmen (Dünnschliff 1426 des min.-petr. Instituts Wien) basischen Andesin
im Kerntonalit des Reinwaldes (Rieserferner) basischen Andesin
im mikroklinreichen Randgranitit desselben Gesteins basischen Oligoklas
in der aplitischen Randfazies sauren Oligoklas

H. Graber fand:
im Tonalit von Wistra Andesin
im Granitit sauren Oligoklas

W. Petraschek fand:
im Granitit von Mauls sauren Oligoklas
im Pegmatit fast reinen Albit.

7. Die Quarzmenge im Myrmekit unterliegt Schwankungen, die mit dem Anorthitgehalt des Plagioklasgrundes in Beziehung stehen.

Es wurde schon erwähnt, daß Petraschek den äußersten aus Albit bestehenden Saum von Myrmekitkörnern quarzfrei fand. Diese Beobachtung konnte seither öfter wiederholt werden.

In den Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Band LXXV, gab ich Abbildungen von Myrmekit aus

Granitgneis aus dem Stillupgrund im Zillertal und aus Tonalit des Reinwaldes (Rieserferner). Ersterer besteht aus Oligoklas-Albit, letzterer aus Andesin. Es ist unverkennbar, daß die Zahl der Quarzstengel in den ersteren geringer ist als in den letzteren. (Vergleiche Fig. 1 u. 2.)

Fig. 1.

Fig. 2.

Sehr auffallend ist ein Beispiel aus Granitgneis, Stillupgrund, wo einzelne Myrmekitkörner inverse Zonenstruktur erkennen lassen: auf einen Kern von Oligoklas-Albit folgt eine dem Mikroklin zugewendete Zone von Oligoklas, wie sich leicht durch Lichtbrechung, den optischen Charakter und die Orientierung erweisen läßt. Im Oligoklassaum nimmt die Zahl der Quarzstengelchen unverkennbar zu.

Nach vielen Beobachtungen halte ich es für sicher, daß diese Beziehung besteht. Es ist nur schwierig, das Verhältnis quantitativ zu fassen. Was sich der Beobachtung unmittelbar aufdrängt, ist der Unterschied in der Breite der Zwischenräume zwischen den einzelnen Quarzstengeln des Myrmekit. Hier kann die Messung einsetzen. Am besten wählt man solche Stellen, wo die Quarzstengel annähernd parallel laufen.

Man denke sich nun über das Bild des Myrmekitkornes eine gerade Linie quer über die Stengel gezogen und messe längs derselben die Strecken, die auf die Quarzstengel, und jene, die auf die Zwischenräume (auf den Plagioklasgrund) fallen. Die Messung kann man im Mikroskop mit irgend einem Okularmikrometer oder auch am Photogramm oder an einer mit der Camera lucida hergestellten Zeichnung mit Zirkel und Maßstab machen.

Die Summe der auf die Quarzstengel entfallenden Strecken sei q, die Summe der Zwischenräume sei p. Den Quotienten p/q will ich als den Index bezeichnen. In den mir bekannten Beispielen variiert der Index von 6 bis 1, und zwar, wie die hier mitgeteilten Beispiele zeigen, recht regelmäßig mit der Zusammensetzung des Plagioklasgrundes.

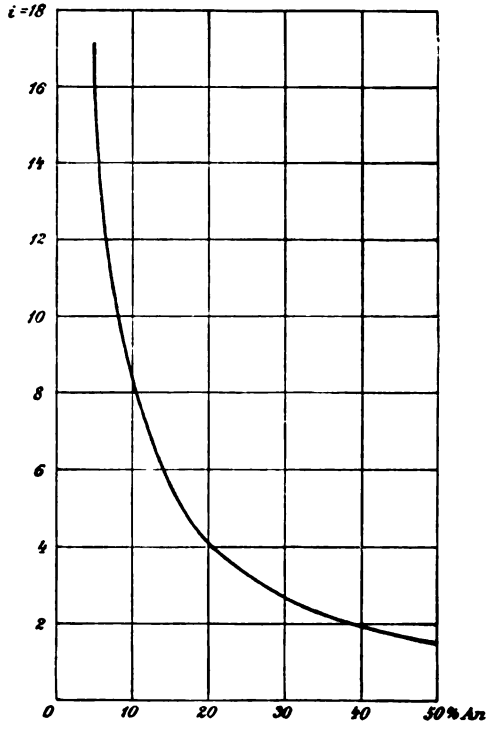
Myrmekit in Aplit aus dem Schiefergneis des niederösterreichischen Waldviertels (beobachtet von Herrn F. Reinhold)

Plagioklas ist Oligoklas-Albit ($\gamma' < \omega$) i=6

Granitgneis von Mitterbach (Ahrntal Tirol)

Plagioklas ist saurer Oligoklas ($\beta \leqq \omega$) i=4·8

Fig. 3.



Granitgneis, Tauernkogel am Velber Tauern

Plagioklas ist saurer Oligoklas ($\beta \leqq \omega$) i=3·7

Granitgneis, Stillupgrund, Zillertal

Plagioklas ist saurer Oligoklas ($\beta < \omega$, Fig. 1) i=3·6

Granitgneis, Rainbachtal, Gerlosgruppe

Plagioklas ist saurer Oligoklas ($\gamma = \omega$) i=3·5

Granitgneis, Krimmler Fall

Plagioklas ist Oligoklas ($\gamma \geqq \omega$) i=2·5

Basische augithältige Schliere im Granitit von Janowitz, Böhmen

Plagioklas ist Andesin ($\alpha' > \omega$, $\gamma' > \varepsilon$) $i = 1{\cdot}2$

Tonalit, Reinwald, Rieserferner

Plagioklas ist Andesin (Fig. 2) $i = 1{\cdot}0$

Die Art des Auftretens des Myrmekit, die augenfällige Bindung an Mikroklin, seine Entwicklung dort, wo Plagioklas an Kalifeldspat grenzt, das Fehlen an den Quarz-Mikroklingrenzen, die parallele Orientierung des Plagioklasgrundes zu benachbarten Gesteinsplagioklasen, die Struktur, welche gleichzeitige Bildung von Plagioklas und Quarz beweist und ein Wachstum des Gebildes vom Rand des Kalifeldspatkornes einwärts vermuten läßt, alle diese Momente drängen dazu, für den Myrmekit eine sekundäre Entstehung anzunehmen. Damit soll gesagt sein:

Die Verdrängung des Kalifeldspates durch den Myrmekit muß zu einer Zeit stattgefunden haben, als der Kalifeldspat schon vorhanden war, also nach seiner Krystallisation, sonst wäre das Vordringen des Myrmekit längs Sprüngen im Mikroklin nicht zu verstehen.

Es muß aber im Zentralgneis der Alpen stattgefunden haben vor der Herausbildung der Glimmer- und Klinozoisitkryställchen in den Gesteinsplagioklasen, denn diese Mikrolithen findet man auch im Plagioklasgrund der Myrmekite angesiedelt. Aus manchen Beobachtungen muß man auch schließen, daß die Myrmekitbildung gleichzeitig mit der Ausbildung der inversen Zonenstruktur der Plagioklase sich entwickelt habe.

Mit der eigentlichen Kataklase hat Myrmekit, wie ich glaube[1]), nichts zu tun. Denn gegenüber der kataklastischen Zertrümmerung verhält er sich passiv. Wenn sich in den alpinen Zentralgneisen um Mikroklinaugen Gleitflasern von Muskovit entwickeln, so bilden sie sich außerhalb der Myrmekitsäume, schneiden eher die Wurzeln der Myrmekitzapfen durch und diese bleiben im Feldspatauge stecken.

Was mich bei diesen Gebilden am meisten gefesselt hat, ist aber die Beziehung zwischen Quarzmenge und Anorthitgehalt des Feldspatgrundes. Dieses Abhängigkeitsverhältnis in Verbindung mit den übrigen Eigenschaften und dem Auftreten des Myrmekits legt die Auffassung nahe, daß sich Myrmekit aus Kalifeldspat unter

[1]) Und wie auch Sederholm andeutet.

Ersatz des K durch die äquivalente Menge Na, beziehungsweise Ca bilde. Diese Hypothese gestattet die Quarzmenge im Myrmekit mit dem Anorthitgehalt des Plagioklasgrundes in eine quantitative Beziehung zu setzen, die durch die Beobachtung geprüft werden kann.

Geht Kalifeldspat durch Austausch von K gegen Na in Albitsubstanz über, so ist zur Quarzbildung kein Anlaß:

$$KAlSi_3O_8 + Na = NaAlSi_3O_8 + K,$$

das Verhältnis zwischen Al und Si bleibt unverändert. Dagegen werden beim Austausch von K gegen Ca für jede Anorthitmolekel 4 Molekel Quarz gebildet:

$$2\,KAlSi_3O_8 + Ca = CaAl_2Si_2O_8 + 4\,SiO_2 + 2\,K.$$

Ist nun die Zusammensetzung des Plagioklasgrundes $Ab_m An_n$ gegeben, so muß gemäß der Gleichung:

$$(m + 2n)Or + m\,Na + n\,Ca = m\,Ab + n\,An + 4n\,SiO_2 + (m + 2n)K$$

der Gehalt an Quarz im Myrmekit sich rechnen lassen. Da das Molekularvolumen von Albit (100·3), Anorthit (101·1), Quarz (22·8) bekannt ist, berechnet sich das Volumverhältnis υ des Gesamtvolumens von Myrmekit zum Volumen des darin enthaltenen Quarzes wie folgt:

$$\upsilon = \frac{m.100{\cdot}3 + n.101{\cdot}1 + 4n.22{\cdot}8}{4n.22{\cdot}8} = \frac{m.100{\cdot}3 + n.192{\cdot}3}{n.91{\cdot}2}$$

Nach dieser Formel berechnet man:

Anorthitgehalt im Plagioklasgrund des Myrmekits in Molekularprozenten	Verhältnis vom Gesamtvolumen des Myrmekits zum Volumen des Quarzes υ	Volumen von Quarz in Prozenten vom Gesamtvolumen des Myrmekits
5	23·00	4·3
10	12·00	8·3
20	6·50	15·4
30	4·70	21·3
40	3·77	26·6
50	3·21	31·2
60	2·84	35·2

Nun entsteht die Frage, ob diese theoretisch berechneten Volumverhältnisse mit dem aus der Beobachtung abgeleiteten Index in Übereinstimmung sind.

Zunächst muß man sich klar machen, daß das Verhältnis zwischen Breite der Zwischenräume zu den Breiten der Quarzstengel

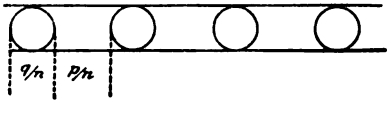
nicht unmittelbar das Volumverhältnis zwischen Feldspat und Quarz gibt. Der Index würde das Verhältnis theoretisch richtig geben nach dem Prinzip, das von Rosiwal zur Bestimmung von Mengenverhältnissen angewendet wurde, wenn die Bestimmung des Index auf einer Schnittfläche geschehen könnte.

Die mikroskopische Messung erfolgt aber nicht auf einer Schnittfläche, sondern sie bezieht sich immer auf eine Schichte von merklicher Dicke und führt die größte Breite der Quarzstengel auch dann der Messung zu, wenn diese über oder unter der idealen Einstellungsebene liegt. Der Index gibt also das Volumen des Quarzes zu hoch, das des Feldspatgrundes zu klein.

Um die erforderliche Korrektur vorzunehmen, ist es notwendig, vereinfachende Annahmen zu machen. Zunächst nehmen wir an, daß die Quarzstengel parallel, aber ohne Regel in der Feldspatmasse verteilt sind. Dann wird das Volumen von Feldspat und Quarz proportional sein den Flächeninhalten, welche Quarz und Feldspat im Querschnitt einer Schichte von der mittleren Dicke eines Quarzstengels einnehmen.

Innerhalb dieser Schichte denken wir uns nun die Quarzstengel alle von gleichem, und zwar kreisförmigem Querschnitt und in gleichen Zwischenräumen angeordnet. Sei beistehende Figur der Durchschnitt durch die betrachtete Schichte, die Kreise die Durchschnitte der Quarzstengel.

Fig. 4.



Ist die durch die Beobachtung ermittelte Summe der Breiten der Quarzstengel q, die Summe der Breiten der Zwischenräume p, so ist, wenn n die Zahl der Quarzstengel bedeutet, q/n die beobachtete mittlere Breite eines Quarzstengels, p/n die beobachtete mittlere Breite eines Zwischenraumes.

Der Querschnitt eines Quarzstengels ist somit gleich $\frac{q^2\pi}{4n^2}$, die Summe sämtlicher n Quarzstengel gleich $\frac{q^2\pi}{4n}$.

Der Flächeninhalt des Querschnittes der ganzen Schichte von der Dicke q/n ist gleich $(p + q)\frac{q}{n}$.

Das Verhältnis: Volumen des Ganzen zum Volumen des Quarzes oder υ der Tabelle auf Seite 38 ist dann:

$$\upsilon = (p + q)\frac{q}{n} : \frac{q^2\pi}{4n} = \frac{p + q}{q} \cdot \frac{4}{\pi} = (i + 1)\frac{4}{\pi}.$$

Hieraus ergibt sich:

$$i = \upsilon \cdot \frac{\pi}{4} - 1.$$

In dieser Formel ist nun eine Beziehung ausgedrückt zwischen dem durch Beobachtung bestimmbaren Index i und dem theoretisch aus der Zusammensetzung des Plagioklasgrundes ableitbaren Volumverhältnis von Gesamtvolumen zu Quarz υ.

Es ergibt sich:

Anorthitgehalt % An	υ	i
5	23·00	17·10
10	12·00	8·43
20	6·50	4·10
30	4·70	2·69
40	3·77	1·96
50	3·21	1·52

Sehen wir nun, wie sich der Vergleich mit der Beobachtung darstellt. Wenn man die Werte i als Ordinaten über einer Abszisse entsprechend dem Anorthitgehalt aufträgt, erhält man eine Kurve, der man die Grenzwerte des Index entnehmen kann, die für die einzelnen nach Lichtbrechung unterscheidbaren Abschnitte der Plagioklasreihe Geltung haben (Fig. 3).

Man erhält:

	Anorthitgehalt %	Index
Albit	0— 5	∞ —17·0
Oligoklas-Albit . . .	5—16	17·0— 5·0
Saurer Oligoklas . . .	16—22	5·0— 3·8
Basischer Oligoklas . .	22—30	3·8— 2·7
Saurer Andesin . . .	30—41	2·7— 1·9
Basischer Andesin . .	41—48	1·9— 1·6

Vergleicht man diese Tabelle mit den Beobachtungen auf pag. 36, so kann man eine genügende Übereinstimmung konstatieren (Oligoklas-Albit i=6, Oligoklas 4·8—2·5, Andesin 1·2—1). Immerhin sind die beobachteten Werte des Index durchwegs etwas kleiner, als die Theorie verlangt; die Quarzmenge erscheint also etwas größer, als sie sein sollte. Doch kann dies auch von der Korrekturrechnung herrühren, deren Voraussetzungen wohl kaum in Strenge erfüllt sind. Unter anderen Voraussetzungen ließen sich theoretische i-Kurven berechnen, die bei ähnlichem Lauf niedrigere Werte ergeben als die Beobachtung.[1])

Die Beziehung läßt sich natürlich auch umkehren. Aus dem Index sollte man auf den Anorthitgehalt des Myrmekits schließen können.

Nach der Kurve entspricht dem

Index	ein Anorthitgehalt %
8	11
7	12½
6	15
5	17
4	21
3	27
2	39

Ganz abgesehen von diesen merkwürdigen Quantitätsverhältnissen, die durch die aufgestellte Theorie ziemlich gut dargestellt

[1]) Würde man annehmen, daß die Quarzstengel nach einem quadratischen Gitter angeordnet seien und die Schnittebene mit der Quadratseite zusammenfällt (1), oder die Schnittebene mit einer Diagonale zusammenfällt (2), oder endlich, daß die Quarzstengel nach einem trigonalen Gitter angeordnet sind und die Schnittfläche mit einer Dreieckseite zusammenfällt (3), so gibt die Rechnung folgende Werte für i, die natürlich weniger wahrscheinlich sind als die im Text angeführten.

An %	1	2	3
5	3·25	5·00	3·56
10	2·07	3·34	2·30
20	1·26	2·19	1·42
30	0·92	1·72	1·06
40	0·72	1·49	0·85
50	0·59	1·12	0·71

werden, scheint aber dem Auftreten des Myrmekits noch eine fernere Bedeutung zuzukommen. Die Bildung des Myrmekits auf Kosten des Kalifeldspats bindet Na und Ca in einer bestimmten Entwicklungsphase des Gesteins und macht K frei. Sollte nicht hierin eine der Quellen liegen für eine ganze Reihe von Bildungen, die den Petrographen manche Schwierigkeiten bereiten, aber durch die Aufweisung einer solchen Kaliquelle viel von ihrer Befremdlichkeit verlieren?

Ich denke dabei an die mannigfaltigen Glimmerbildungen in den Tiefengesteinen, von denen manche evident späterer Bildung sind als die primäre Erstarrung des Gesteins; an die häufige Bildung von Biotit auf Kosten der Hornblende, an die häufige Entstehung von Muskovit, bezüglich dessen bald primäre, bald sekundäre Entstehung behauptet wird; endlich an die wohl kaum abzuleugnende Abgabe von K an den Kontakthof der Tiefengesteine, die durch die stets reichliche Glimmerbildung in den Kontaktgesteinen verraten wird.

Bemerkenswert ist noch, daß die Ersetzung von Kalifeldspat durch Myrmekit zu den raumsparenden Vorgängen gehört. Die Ersparnis beträgt für jede Molekel Albit $109{\cdot}4 - 100{\cdot}3 = 9{\cdot}1$ oder $8{\cdot}3\%$ des ursprünglichen Volumens; für jede Molekel Anorthit $218{\cdot}8 - 192{\cdot}3 = 26{\cdot}5$ oder $12{\cdot}1\%$ des Volumens von Kalifeldspat. Der Vorgang müßte somit durch Druck und Pressung begünstigt werden.

Franz Reinhold demonstriert mit dem Skioptikon von Universitätsphotographen Hinterberger und ihm vermittelst eines dem mineral.-petrograph. Universitätsinstitute gehörigen Polarisationsapparates von Dubosqu mit Lumièreschen Autochromplatten hergestellte Photographien von Interferenzbildern

a) von Kalkspat $\perp$ zur optischen Achse,

b) von Baryt $\perp$ zu einer optischen Achse.

Abgesehen von einer schwachen Störung durch zu starke Wirkung des roten Lichtes infolge nicht vollkommen günstig gewählter Lichtfilter, welche jedoch bei der Demonstration durch ein eingeschaltetes Blaufilter aufgehoben wurde, bringen die beiden Bilder die Interferenzfarben ziemlich naturgetreu. Namentlich der Unterschied in der Färbung des innersten Ringes durch Dispersion bei Baryt kommt sehr deutlich zum Ausdruck.

Ausstellung: Kupferkiesgruppe.

Aussteller: Naturhistorisches Hofmuseum (HM) und Herr Dr. Perlepp (P).

Kupferkies.

Schlaggenwald. Größere Krystalle, beide Sphenoide im Gleichgewicht (HM) und kleinere Zwillinge nach (111) (P) auf Quarz mit blauem Fluorit.

Hierher dürfte auch eine Stufe des HM gehören, die mit „Schemnitz" bezeichnet ist.

Schemnitz. Großer Krystall von deutlich sphenoidischem Habitus (111) mit Streifung nach (101). Im Innern des Krystalles befindet sich Pyrit (P). Ein zweiter Krystall zeigt die Sphenoide gleichwertig mit Siderit und Bleiglanz auf Quarz (P).

Rezbanya. Kleine sphenoidische Krystalle (HM).

Felsöbanya. Große, schlecht entwickelte Krystalle von sphenoidischem Habitus (HM).

Kapnikbanya. Große sphenoidische Krystalle, stark verzerrt. Zwillinge nach (111). Eine zweite Stufe zeigt kleinere Krystalle von demselben Typus auf Quarz (HM).

Ungarn. Große Krystalle, das positive Sphenoid und deutliche $(1\bar{1}0)$ Flächen zeigend. Mit Blende und Bleiganz (HM).

Siegen. (111) groß mit Streifung nach (101). $(1\bar{1}1)$ sehr klein. Untergeordnet (101), (201), (403) und ein Sphenoid, das ungefähr $(1\bar{1}4)$ entspricht (HM).

Kinzigtal, Baden. Große, bisphen. Krystalle (HM).

St. Goar. Große Krystalle vom Typus des Vorkommens von Burgholdingshausen. (101), (907), (302), ganz schmal (111); auf Quarz sitzend (P).

Cornwall. Sphenoidische Krystalle, Zwillinge nach (111). Eine Stufe von St. Agnes zeigt Krystalle mit der Endfläche und mehreren Skalenoedern (HM).

French Creek. Skelettartige Krystalle stark verzerrt. (111) und $(1\bar{1}1)$; mit Byssolith, Amphibol, Magnetit und Pyrit (HM).

Von Cornwall war eine Stufe ausgestellt, die die oberflächliche Umwandlung des Fahlerzes in Kupferkies zeigte.

Buntkupferkies.

Tirol. Aus dem Venediger Gebiete großer Krystall mit (533). Vom Mellitzgraben kleinere Krystalle, die ein Triakisoktaeder mit Streifung zeigen. Von der Marec-Alpe, Virgen? derbe und undeutliche Krystalle mit grüner Verwitterungsrinde, in Calcit sitzend, darüber Albit (HM).

Cornwall. Zwei Stufen mit kleineren Krystallen (HM).

Bristol, Conn. Etwas größere Krystalle (HM).

XVI. Literatur.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

Backlund H.: Über ein Gneismassiv im nördlichen Sibirien. — Trav. du Musée Géol. Pierre le Grand, l'Acad. Imp. d. Sc. de St. Pétersbourg. Tome I. 1907. St. Petersburg 1907.

Derselbe: Travaux et résultats de l'expédition de la Khatanga (1905). — La Géographie. Bull. de la Soc. de Géographie.

Bergeat A.: Staukuppen. — N. Jahrb. f. Min. etc. Festband 1907. Stuttgart 1907.

Bergt W.: Zur Geologie der colombianischen Mittelkordillere. Erwiderung. — Zentralbl. f. Min. etc. Jahrg. 1907, Nr. 23. Stuttgart 1907.

Bruhns W.: Eruptivgesteine aus Tiefbohrungen in Deutsch-Lothringen. — Mitt. d. geol. Landesanst. v. Elsaß-Lothringen. Bd. VI. Straßburg 1907.

Brun A.: Quelques recherches sur le Volcanisme au Pico de Teyde et au Timanfaya. (III. Partie.) — Archiv d. Sc. phys. et nat. Févr. 1908. Genève 1908.

Bücking H.: Über die Phonolithe der Rhön und ihre Beziehungen zu den basaltischen Gesteinen. — Sitzungsber. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. 18. Juli 1907. Bd. XXXVI.

Dannenberg A.: Beobachtungen an einigen Vulkanen Mexikos. — Verh. d. nat. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westfalens. 64. Jahrg. 1907.

Diener C.: Die Geologie als Unterrichtsgegenstand an den österreichischen Mittelschulen. — Österr. Rundschau, Bd. XIV, 3. Heft. Wien 1908.

Dreger J.: Geologische Beobachtungen anläßlich der Neufassung der Heilquellen von Rohitsch-Sauerbrunn und Neuhaus in Südsteiermark. — Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1908, Nr. 2 u. 3. Wien 1908.

Erdmannsdörfer O. H.: Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. IV. Die silurischen Diabase des Bruchberg-Ackerzuges. — Jahrb. d. kön. preuß. geol. Landesanstalt f. 1908. Berlin 1908.

Hamberg A.: Die Eigenschaften der Schneedecke in den lappländischen Gebirgen. — Naturw. Unters. d. Sarekgebirges in Schwedisch-Lappland. Bd. I. Abt. 3. Gletscherkunde. Lief. 1 (pag. 1—68). Stockholm (Fritze) — Berlin (Friedländer V.) 1907.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie. in Wien.

XVII. Über Thermometamorphose und Sammelkrystallisation.

Von F. Rinne und H. E. Boeke.

(Mit 3 Tafeln.)

Im folgenden sind einige Umänderungen, welche sich durch Erhitzen bei Metallen und Gesteinen im festen Zustande abspielen, beschrieben unter besonderer Rücksichtnahme auf die hierbei sich geltend machende Sammelkrystallisation.[1]) Im Anschluß daran ist der Einfluß dieser Sammelkrystallisation bei Ausscheidungen aus dem Schmelzfluß in Betracht gezogen.

1. Sammelkrystallisation bei der Thermometamorphose von Inca-Meteoreisen. Das Meteoreisen El Inca von Iquique (Chile) zeichnet sich durch sehr deutliche Kamazitbalken und starkes Zurücktreten des Bandeisens sowie durch eine große Mannigfaltigkeit der Mikrostruktur der Plessitfelder aus.[2])

Die mehrstündige Erhitzung im Heraeusofen auf 1300° gibt dem Eisen makroskopisch ein charakteristisch flimmeriges Gefüge, wie für andere Meteoreisen bereits von Berwerth in seinen Metabolitstudien beschrieben ist. Der Gegensatz der Erscheinungen vor und nach der Erhitzung wird durch die Fig. 1 (nat. Größe) und Fig. 2 (vergr. 1 : 4) gekennzeichnet. Es ist dabei als ein von Berwerth bei seinen Untersuchungen an anderen Meteoreisen nicht geschilderter Umstand zu vermerken, daß die Tänitsäume an den Kamazitbalken eine bedeutende Vergröberung erfahren haben, was sich besonders beim recht kräftigen Ätzen sehr gut heraushebt. Das frühere Fülleisen sowie das Balkeneisen haben sich in ein körniges Aggregat verwandelt. Die Durchschnitte der Körner wechseln von sehr kleinen Verhältnissen bis zu etwa 1·5 *mm*.

Die mikroskopische Betrachtung lehrt, daß das Deutlicherwerden der Tänitsäume durch Auswandern des Tänits aus dem Plesset zustande gekommen ist.

[1]) F. Rinne, Gesteinskunde. 3. Auflage, 1908, pag. 167.

[2]) F. Rinne und H. E. Boeke, Neues Jahrb., Festband **1907**, 227.

Bei stärkerer Vergrößerung (etwa 150fach) erkennt man an kräftig geätzten Präparaten, daß die Kamazitkörner (sowohl der Balken als der früheren Plessitfelder) sich aus mehr oder minder breiten Streifen zusammensetzen, die sich gern unter 60° schneiden, eine Erscheinung, die an das den Metallographen wohlbekannte martensitische Gefüge technischer Eisensorten erinnert. Diese Struktur tritt in der Fig. 4 (vergr. 1 : 150) deutlich heraus, welche man mit Fig. 3, Beispiel eines unerhitzten Fülleisens (vergr. 1 : 75), vergleichen möge zur Orientierung über die außerordentlich starke Veränderung, die durch das Erhitzen hervorgerufen ist. Auch der Tänit weist diese Martensitstruktur auf.

Einige Präparate waren beim Erhitzen der oxydierenden Wirkung der Luft nicht vollständig entzogen gewesen. Bei ihnen war die Körnelung des Kamazits in den Balken und in den jetzigen Füllmassen dadurch ganz besonders gut zu erkennen, daß gerade die Kornränder der Oxydierung stark unterlegen waren. (Vergleiche die Liniensysteme in Fig. 5, vergr. 1 : 75.) Eine Körnelung des Tänits war im allgemeinen nicht zu beobachten, indessen wurde ihr Vorhandensein bei besonders stark oxydiertem Eisen sichtbar, bei denen sich also die dunklen Oxydationslinien nicht nur wie in Fig. 5 im Kamazit, sondern auch in den Tänitsäumen zeigten.

Die Ansammlung des vorher im Plessit verstreuten Tänits auf den Kamazitplatten ist offenbar ein gutes Beispiel für Sammelkrystallisation durch Umstehen, d. h. also durch Umänderung im festen Zustande. Dabei ist besonders beachtenswert, daß die einzelnen Tänitteilchen in verhältnismäßig kurzer Zeit doch recht merkliche Strecken von einigen Millimetern durchwandert haben. Es handelt sich aber nicht um die Vereinigung zu besonders großen Krystallen, sondern, entsprechend der Körnelung, zu einem Krystallaggregat.

Als Analogon zu solcher Sammelkrystallisation durch Umstehen möge hier noch kurz erwähnt werden z. B. die Konzentrierung von früher feinlamellarem Zementit zu Körnchen im Perlit von weißem Roheisen durch längeres Glühen bei etwa 700°. In gewissen Fällen ist beobachtet, daß Ferrit und Zementit sogar ganz selbständig nebeneinander erscheinen ohne Ausbildung einer perlitischen Grundmasse. Alles das sind gewissermaßen Abweichungen von der Normalerscheinung, die nur durch Sammelkrystallisation zu erklären sind. Auch gehört zu diesen Erscheinungen der Sammelkrystallisation die Struktur

des sogenannten Zementstahls. Bei einem Kohlenstoffgehalt von über 0·9% sollte ein Stahl normalerweise Einsprenglinge von Zementit und eine Grundmasse aus Perlit zeigen. Der sehr langsam abgekühlte hochkohlenstoffhaltige Zementstahl hingegen läßt diese Grundmasse vermissen. Ihr Zementit hat sich dem Einsprenglingszementit angeschlossen.

Vorgänge, die als Sammelkrystallisation zu deuten sind, sind den Metallographen auch bei chemisch einheitlichen Metallen sehr wohl bekannt, so bei Kadmium, Zink, Zinn, Blei, Eisen, Platin u. a. Ein Kunstgriff bei diesen Versuchen besteht in dem Zermalmen des Materials vor dem Erhitzen, also offenbar in dem Hervorrufen vieler Krystallbruchstücke, etwa durch Hämmern, Drahtziehen oder Walzen. Sei als von uns studiertes Beispiel Kadmium herangezogen. Es erhielt durch Walzen die Struktur der Fig. 6 rechts, durch siebentägiges Erhitzen auf 180° die Struktur der Fig. 6 links (beides vergr. 1 : 4).

2. Thermometamorphose an Kalkspat und Kalkstein. In Rücksicht auf die in der Natur bei Kontakterscheinungen so oft auftretenden Marmorisierungen von Kalkstein wurde von uns die Thermometamorphose des Calciumkarbonats im Anschluß an die der Metalle gleichfalls studiert. In der Hinsicht liegt bereits eine größere Anzahl von Beobachtungen früherer Forscher vor. Insbesondere sei auf die Ergebnisse von Becker[1]) hingewiesen, der bei seinen Versuchen über die Schmelzbarkeit des Calciumkarbonats erwähnt, daß chemisch reines Material von einer Feinheit der Teilchen von etwa 0·003 *mm* Korndurchmesser bei der Erhitzung sich zu einem Aggregat von etwa 0·009—0·015, ja von 0·040—0·090 *mm* Korndurchmesser umwandelte. Weiter ist bedeutsam aus seinen Versuchen zu erfahren, daß größere Stücke homogenen Isländer Doppelspats sich in ein Gemenge sehr kleiner, verschieden gerichteter Körnchen umlagern. Schmelzung hat bei seinen Versuchen nicht stattgefunden, es handelt sich also auch hier um Erscheinungen des Umstehens.

Nachdem der eine von uns[2]) die anzuwendende Erhitzungsmethode verbessert hatte, haben wir die einschlägigen Versuche wieder aufgenommen. Es wurde Isländer Doppelspat in einer Achatschale gepulvert und zerrieben, darauf in einem Stahlgefäße mit etwa 6000 kg/cm^2 Druck zu zylindrischen Platten gepreßt. Die

[1]) Diese Zeitschr. 7. 122 (1886).

[2]) H. E. Boeke, Z. anorg. Ch. 50. 247 (1906).

Dimensionen waren: Durchmesser etwa 1·5 *cm*, Höhe zirka 0·5 *cm*. Der Zusammenhalt der Preßlinge war durchaus genügend, um Dünnschliffe aus ihnen zu fertigen. Die Präparate zeigten das Gefüge einer Breccie (vergl. Fig. 7, vergr. 1:33). An den Einsprenglingen war oft Zwillingslamellierung und undulöse Auslöschung zu erkennen, eine Folge des Druckes bei der geschilderten Herstellung der Probekörper. Solche Proben wurden entsprechend der Boekeschen Methode in einer eisernen Bombe auf elektrischem Wege erhitzt. Letztere stand mit einem Gefäß mit flüssiger Kohlensäure in Rohrverbindung. Die Erhitzung währte im ganzen etwa eine halbe Stunde und stieg bis auf zirka 1200°, auf welcher Höhe sie etwa 3 Minuten verweilte. Die Messung geschah mittelst eines Thermoelements. Der durch ein Manometer festgestellte Kohlensäuredruck in der Bombe betrug bei der Höchsttemperatur etwa 65 Atmosphären.

Es stellte sich durch chemische Probe sowie bei der Betrachtung der Dünnschliffe heraus, daß eine irgendwie bedeutsame Zersetzung des Karbonats nicht stattgefunden hatte. Das so sehr charakteristische frühere Brecciengefüge war verschwunden und das Material gleichmäßig körnig geworden. Der Vergleich der Fig. 7 (unerhitztes Präparat) und Fig. 8 (erhitztes Präparat, beide vergr. 1:33) gibt am einfachsten über diese Verhältnisse Aufschluß. Man erkennt, daß eine Egalisierung stattgefunden hat: die eingesprengten Kalkspatbruchstücke sind zerfallen und der Grus ist vergröbert, beides zu einem Mittelmaß. Besonders hervorgehoben sei noch, daß Zwillingslamellen nunmehr fehlen, ein Zeichen, daß Neubildung vorliegt. Die erwähnten Vorgänge beziehen sich auf Stellen der Preßlinge, wo Schmelzung sicher nicht stattgefunden hat. Es ist das aus der Erhaltung ihrer äußeren Form zu erkennen. An den oberen, infolge von Ausstrahlung der Wärme am wenigsten erhitzten Partien war die Ausgangsstruktur noch zu bemerken; an den unteren war Schmelzung eingetreten, hier fand sich Verrundung der äußeren Form und auch mikroskopisch eine neue (skelettförmige) Struktur des aus Schmelzfluß ausgeschiedenen Kalkspats. In einer späteren besonderen Untersuchung über Karbonatschmelzen wird H. E. Boeke näher auf diese hier nicht in Betracht kommenden Verhältnisse des aus Schmelzfluß neu krystallisierten Kalkspats eingehen.

Weiterhin wurden Stückchen schwachgelblichen lithographischen Steins von Solenhofen der Thermometamorphose unterworfen. Auch

bei ihm zeigte sich in ausgeprägter Art ein Gröberwerden des vorher sehr dichten Kalksteins und anderseits das Zerfallen eines zufällig im Präparat vorhandenen Ganges gröberen Kalkspats. Fig. 9 (unerhitztes Präparat) und Fig. 10 (vergröberte Grundmasse, Kalkspatgang im Zerfall) kennzeichnen die entsprechenden Verhältnisse (vergr. 1 : 110).

Es scheint uns, daß die Vorgänge der Sammelkrystallisation beziehungsweise einer Egalisierung der Korngröße von Kalkstein lediglich durch Thermometamorphose eine Rolle bei der natürlichen Kontaktmetamorphose von Kalkstein in Marmor spielen können. Bei kleinen Einschlüssen von Kalkstein in Magmen ist natürlich für solche Marmorisierung erforderlich, daß im Schmelzfluß enthaltene Kohlensäure einen genügenden Gegendruck gegenüber der Dissoziationstension des Karbonats ausübt. Bei großen Einschlüssen beziehungsweise bei der seitlichen Berührung von anstehendem Kalkstein mit dem Magma könnte sich unter Dissoziation der äußeren Partien (Calciumoxyd- beziehungsweise Silikatbildung) eine schützende Schicht um das Calciumkarbonat bilden, die stark genug ist, um das Entweichen der Kohlensäure aus dem Innern zu verhindern.

3. Sammelkrystallisation bei Ausscheidungen aus dem Schmelzfluß. Zum Studium dieser Erscheinung bedienten wir uns der Legierungen von Kupfer und Silber, und zwar zunächst des eutektischen Gemisches von 28% Cu, 72% Ag. Bei sehr schnellem Erstarren (Eingießen der Schmelze in Wasser) erzielt man ein außerordentlich feines Aggregat von, petrographisch gedacht, mikroskopisch felsitischem Aussehen (vgl. Fig. 11, vergr. 1:75). Bei langsamer Abkühlung bildet sich das bekannte mikrolamellare Eutektikum heraus und, wenn das in Rede stehende Gemenge bei seiner eutektischen Temperatur oder ein wenig darunter längere Zeit (etwa eine halbe Stunde) gehalten wird, eine wesentliche Vergröberung an vielen Stellen des Präparats. Einen solchen Fall stellt die Fig. 12 (vergr. 1:75) dar, die eine sphärolithische Aggregierung nach der Art mancher Grundmassen von Quarzporphyren erkennen läßt. Schließlich ist in der Fig. 13 (vergr. 1:75) eine Annäherung an mikroskopisch körniges Gefüge nicht zu verkennen, ähnlich wie es bei mikrogranitischen Gesteinen wohl beobachtet wird. Ersichtlich hat also die langsame Abkühlung eine Sammelkrystallisation bewirkt. Eine lehrreiche, im selben Sinne zu deutende Erfahrung kann man bei Silber-Kupfergemischen machen, deren Kupfergehalt über den des Eutektikums

hinausgeht. Man beobachtet dann nicht selten, wie in der Grundmasse das Kupfer örtlich fehlt, und zwar an der Umrandung der Kupfereinsprenglinge (vgl. Fig. 14, nach Osmond). Es läßt sich das am einfachsten wohl durch die Annahme erklären, daß bei der Verfestigung des Eutektikums ein Teil des sich ausscheidenden Kupfers zur Vergrößerung der benachbarten Einsprenglinge diente, also nicht zum Aufbau des Eutektikums verwandt wurde.

Diese metallographischen Erfahrungen legen den Gedanken nahe, daß Sammelkrystallisation auch bei der Verfestigung der Eruptivgesteine eine Rolle spielt.

Unter diesem Gesichtspunkte läßt sich vor allem wohl die Herausbildung der für Tiefengesteine so charakteristischen körnigen Struktur erläutern. Bei der Bildung der Tiefengesteine ist ein der Kornvergröberung günstiger Umstand, nämlich eine sehr langsame Erstarrung anzunehmen. Die Bildung einer Grundmasse aus relativ kleinen Krystallen würde somit durch Sammelkrystallisation verhindert sein. Auch bei der ophitischen Struktur mancher Diabase (Feldspat in Leistenform, Augit in Zwickeln) wird Sammelkrystallisation als Ursache für das Gefüge anzusehen sein. Der in den Lücken der Feldspate zu erwartende Grundmassefeldspat hat zur Vergrößerung der älteren Feldspatausscheidung gedient.

Bei porphyrischen Oberflächengesteinen hingegen ist der der Sammelkrystallisation günstige Umstand langsamer Abkühlung zurückgetreten: die gewissermaßen als typisch zu betrachtende Erstarrungsform eines nicht eutektischen Schmelzflusses, d. h. seine Aufteilung in Einsprenglinge und Grundmasse, hat sich daher geltend gemacht.

Daß die generelle Ursache der porphyrischen Struktur in einer Unterkühlung zu suchen sei, wie Vogt[1]) will, erscheint uns nicht sichergestellt. Metallographische Erfahrungen sprechen dagegen. Zu unserer weiteren Orientierung in der Hinsicht haben wir die Abkühlungskurve und das Schliffbild einer Blei-Wismutmischung, 70% Bi, 30% Pb, also mit Überschuß von Wismut über das Eutektikum, näher studiert. Anzeichen einer Unterkühlung waren in den Abkühlungskurven nicht zu beobachten und trotzdem erwies sich das Gefüge durchaus normal porphyrisch, ähnlich der Fig. 15 (nach Guillet). Bei silikatischen Schmelzflüssen fehlen entsprechende Untersuchungen zur Unterstützung der Vogtschen Ansicht.

[1]) Diese Zeitschr. **27**, 170 (1908).

XVIII. Geologisch-petrographische Aufnahme der Euganeen.

Von **Michael Stark.**

(Mit 22 Textfiguren.)

Einleitung und Arbeitsplan.

Aus der weiten oberitalienischen Tiefebene, die im Osten sachte unter dem Spiegel der Adria schwindet, im Norden den in der Runde gehenden Blick aufwärts zwingt zu dem in schroffem Gegensatz zu dem Gartenplan sich auftürmenden, bizzaren Gipfelgewirr der Alpen, im Westen aber in wesenlosen Horizont gleitet und im Süden das Auge ruhen läßt an dem zarten Dämmerband des Apennin, bricht in wechselvoll sanften und schroff gerissenen Linien das Bergland der Euganeen, eigentümlich durch seine orographischen Verhältnisse, sonderbar durch die Mannigfaltigkeit der Genese seiner Bergformen, merkwürdig und bunten Wechsels voll in seiner Gesteinswelt. Diese letzteren zwei Merkmale zu verfolgen ist unsere Aufgabe.

Der eigenartige Charakter dieser inselartig auftauchenden Berggruppen war naturgemäß schon öfters Gegenstand der Untersuchungen.

Nachdem die Euganeischen Berge den Streit der Plutonisten und Neptunisten um ihre Gipfel hatten verziehen lassen, lösten ihre Natur A. de Zigno[1]) und G. v. Rath[2]) im Prinzip in richtiger Weise.

[1]) Sulla costit. geol. d. mont. Eugan. Accad. d. Padova, 1861.

[2]) Geognostische Mitt. über die Eugan. Berge bei Padua. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. XVI, ferner Sitzungsb. d. Niederrhein. Gesellsch. XXI, 1864.

Doch lagen diesen Forschern nur wenige Einzelbeobachtungen vor, ebenso auch Szabo[1]) und E. Suess[2]), so daß Reyer für alle Bergformen der Euganeen in einer überaus gedankenreichen ausführlichen Studie[3]) die Hypothese aufstellen konnte, sie seien Ströme der Jura-, Kreide- und Tertiärformation.

Zum Studium der Gauverwandtschaft der Euganeengesteine — von einigen derselben wurden auf modernen Prinzipien beruhende mikroskopische Charakteristiken gegeben von den unten angeführten Forschern[4]) — wurden im Jahre 1905 bei einer Exkursion mit Professor V. Uhlig möglichst frische Gesteinsvorkommnisse für Analysen gesammelt. Die Resultate dieser nach einwandfreieren Methoden als jene von G. v. Rath ausgeführten Analysen finden sich in der Arbeit: „Gauverwandtschaft der Euganeengesteine" (d. M. XXV, 319). Gefesselt von der Anmut des Berglandes ward der Plan gefaßt, seine vulkangeologische Natur möglichst zu ergründen.

[1]) Ungarische Akademie 1865. (Diese Arbeit enthält außer einer Exkursionsschilderung und Angaben über gesammelte Gesteine nichts Bemerkenswertes. B. Mauritz hatte die Freundlichkeit, mir die ungarische, infolgedessen dem wissenschaftlichen Verkehr entlegene Arbeit zu verdeutschen.)

[2]) E. Suess, Der Vulcan Venda. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien 1875. (In dieser Arbeit sind tektonische Probleme gelöst.)

[3]) E. Reyer, Die Euganeen. Wien 1872. (Dieses Werk enthält auch eine geologische Karte der Euganeen, auf der Reyer ein recht klares Übersichtsbild der wichtigsten Gesteinsvorkommnisse geschaffen hat, eine für die kurze Zeit der Aufnahmsarbeiten bewundernswerte Leistung. — Diese Karte ist auch der theoretischen Geologie von Reyer beigegeben.)

[4]) G. Negri, Sugli strati di tufo basaltico dei dintorni di Teolo negli Euganei. Riv. d. Miner. e Cristall. italian., Vol. VI. — Studio micrografico di alcuni basalti dei colli Euganei. Riv. d. Miner. e Cristall. ital., Vol. VIII.

S. Bertolio, Note sur quelques roches des Collines Euganéennes. Bull. de la Soc. Géol. de France, 3. série, XXI, 1893.

G. Dal Piaz, Studi geologici petrografici intorno ai colli Euganei. Riv. d. Miner. e Cristall. ital., XVI e XVII. Daselbst auch eine sehr verdienstvolle Zusammenfassung der Gesamtliteratur.

Graeff und Brauns, Neues Jahrb. f. Min., G. u. P. 1893, Bd. I. (Reusch, Neues Jahrb. f. Min., G. u. P. 1884, Bd. II.)

E. Billows, Su di una roccia di filone di Torreglia con geodi di calcite e quarzo ametista e rutilifero. — Riv. d. Mineral. e Cristall. italian., Vol. XXX. — Su alcune trachiti anortoclasico-biotitiche degli Euganei. Riv. d. Miner. e Cristall. italian., Vol. XXXII.

A. Giani, Studio petrografico intorno ad alcune rocce eruttive dei colli Euganei nell'Attestino. Riv. d. Miner. e Cristall. italian., Vol. XXXII.

V. Zanolli, Contrib. petrogr. sui colli Euganei Rovigo Tipografia populare, 1905.

In Unkenntnis des Inhaltes der Arbeiten vor Reyer, die sich übrigens mehr in der Hypothese bewegen, doch vertraut mit dem recht eingehenden Werke des letztgenannten Forschers begannen im Frühling 1906, unterstützt durch eine Subvention des k. k. Unterrichtsministeriums, die Aufnahmsarbeiten. Aufgabe war, durch möglichst weitgehende Detailforschung die Verhältnisse einwandfrei zu klären. Dies geht in einem Gebiete nicht leicht, über das jetzt die üppige Vegetation des Südens ihren dichten Mantel gebreitet, über das jahrtausendelang die Völkerwogen geflutet und dessen Name „euganei" den goldenen Bodenschatz der Fruchtbarkeit verbürgt. Zahllose Funde von Pfahlbauten sprechen in dem in seiner Art einzigen Museum von Este eine beredte Sprache von der uralten Kultur in unserem Bergland. Livius läßt schon Trojas Flüchtlinge am Abhang der Berge in Este festen Fuß fassen und durch des Berglands Burgen und Täler wehen und weben noch jetzt Zeichen und Sagen römischen Glanzes und mittelalterlichen Wandels.

Aber gerade diese für den Archäologen und Historiker erfreulichen Momente haben es mit sich gebracht, daß der Einblick in die Struktur des Gebirges stärker verhüllt wurde, als es sonst in andern Gebieten der Fall ist. Sorgfältiges Abgehen aller Eruptivkörpergrenzen, Überspannen des Gesamtterritoriums mit einem überaus engen Routennetz und die Zusammengehörigkeit erweisenden Enthüllungen des Mikroskops müssen in diesem Fall das ersetzen, was in anderen, aufschlußreicheren Gebieten mühelos und in kurzer Zeit das Auge sofort zu erfassen weiß. So wurde schon in diesem ersten Aufnahmsjahr ein hinlänglich klares Bild über das Gebiet gewonnen, es war übereinstimmend mit jenem, das sich Dal Piaz[1]) durch Exkursionen geschaffen, harmonierend mit der Studie L. de Marchis[2]), der von ganz andern Gesichtspunkten als den geologisch-petrographischen die Struktur des Gebietes erforschte, und in der Skizze „Die Euganeen"[3]) ist ein solcher kurzgerissener Überblick über das Gesamtterritorium gegeben. Das Jahr 1907[4]) lehrte die Mannigfaltigkeit der Eruptivkörper des Berglandes erfassen, es führte

[1]) Siehe bei Note 3.

[2]) L'Idrographia dei colli Eugan. nei suoi rap. col. Geol. e l. Morf. d. regione. Istit. Venet. d. Scienz. 1905.

[3]) Mitteil. d. naturw. Ver. d. Univ. Wien 1905.

[4]) Festschrift d. naturw. Ver. d. Univ. Wien 1907.

zur näheren Erkenntnis der Intrusionsvorgänge; darüber handeln die Darlegungen in „Formen und Genese lakkolithischer Intrusionen". Nun soll das Hauptziel der Euganeenaufnahme in Angriff genommen werden, die Darstellung des gesamten Eruptivgesteinsmaterials in übersichtlicher Weise auf Grund der erfolgten mikroskopischen Diagnostik der Einzelvorkommnisse, deren geologische Natur und Zusammengehörigkeit, ihre Beziehung zu den sie umgebenden Gesteinen und ihre Bedeutung für die Gesamttektonik des Eruptivgebietes.

Die geologische Karte soll erst am Schlusse der Gesamtaufnahme publiziert werden, wenn ein völliger Überblick über die gesamten Gesteine der Euganeen gewonnen ist; dadurch wird die Einheitlichkeit der Gesteinsausscheidung in der Karte verbürgt und die Möglichkeit gegeben, eventuelle Revisionstouren vorzunehmen. Auch ein Rückblick auf die Literatur wird dann am Platze sein.

Die Angaben für die Gesteinsvorkommnisse im folgenden sind bezogen auf die militärgeographische Aufnahme 1:25.000, die im Buchhandel leicht zu erwerben ist. Infolge des sehr engmaschigen Routennetzes dürfte kaum ein größeres Gesteinsvorkommen übersehen worden sein, dagegen wird es trotz genauer Angabe des Fundpunktes bei manchem schmalen Gang, den zufällig die Harke oder Schaufel des Landmanns bei der Aufnahme entblößt hat, schwer sein, ihn wiederzufinden und ebenso werden manche kleine Gesteinsvorkommnisse durch gelegentliche Aufschlüsse auch fürderhin noch gefunden werden. Trotzdem aber ist die Menge der aufgesammelten Gesteinstypen eine so enorm große, daß wohl alle Gesteinsarten, die in den Euganeen überhaupt vorkommen, vertreten sein dürften. Sie sind ein prächtiges Beispiel einer einheitlichen Gesteinsreihe: der pacifischen Sippe[1]) der Eruptivgesteine, jedoch ein wenig hinschwenkend zur atlantischen Sippe.

Obwohl das Euganeengebiet nur etwa 4 Wegstunden Luftlinie der Länge und fast ebensoviel der Breite hat, ist doch die Mannigfaltigkeit der Gesteine eine so auffallende, wie man sie in anderen weitaus größeren Gebieten vergeblich sucht, eine Eigentümlichkeit, die sich öfters bei kleineren Eruptivgebieten zu wiederholen scheint und darauf hindeutet, daß sie bedingt sei durch eine in sehr weitem Bereiche schwankende Differentiation eines ehemals einheitlichen

[1]) F. Becke, d. M., XXII, 209.

Magmas, wobei so ziemlich der ganze Inhalt des Bassins an die Erdoberfläche gedrungen ist.

Begonnen wird mit dem südwestlichen und westlichen Teil der Euganeen, dessen Darstellung als der erste Abschnitt der Untersuchungen in den Euganeen gedacht ist. Dieser zerfällt wieder nach petrographischen Prinzipien und dem Umfang der Gesteinsvorkommnisse in zwei Haupteile:

A. Die basischen Gesteine.

B. Die neutralen und sauren Gesteine.

Die folgenden Ausführungen werden eine abgeschlossene Darlegung der basischen Gesteine des Südwest- und Westteiles der Euganeen bringen.

Mit Ausnahme unbedeutender Vorarbeiten wurde die petrographische Untersuchung dieses Materials im Anfang dieses Jahres begonnen und im Verlaufe der ersten 2 Drittel so ziemlich zu Ende geführt. Ich fühle mich an dieser Stelle gedrängt, nicht nur dem k. k. Unterrichtsministerium für die materielle Unterstützung zu danken, sondern auch insbesonders tiefgefühlten Dank auszusprechen meinem Lehrer F. Becke, der in steter Förderung meiner Arbeiten in entgegenkommendster Weise mich von meinen beruflichen Verpflichtungen viele Wochen hindurch für die Aufnahmsarbeiten entband.

Bei der Gesteinsuntersuchung wurde ein Hauptgewicht auf präzise qualitative und wenn möglich auch quantitative Ermittlung der optischen Konstanten der Komponenten gelegt. Alle geeigneten Mineralschnitte der Dünnschliffe wurden geprüft, die günstigen auch messend verfolgt. Immer mehr zeigt sich ja, daß die genaue optische Untersuchung eine Menge von Resultaten liefert, die auf chemischem Wege nicht erbracht werden können. Besonders in letzter Zeit ist das chemische Moment wieder etwas über Gebühr in den Vordergrund geschoben worden; wenn auch eine Analyse an einwandfreiem frischen Material einen durch nichts anderes zu ersetzenden Wert hat für die Erkenntnis des Gesamtchemismus des Gesteins und seiner Stellung im petrographischen System, so würde eine chemische Systematik, angewendet auf unfrische Gesteine, auf den Holzweg führen, der trotz aller Überlegungen von fortgeführten Substanzen und ungefährer Ergänzung derselben unvermeidlich wäre, da auch die Art der Umwandlung desselben Gesteins eine sehr verschiedene sein kann. Da ist einzig und allein die genaue optische Prüfung am Platz.

Dies gilt nun auch für weitaus die meisten Gesteine der Euganeen. Einwandfrei frische Gesteine sind da äußerst selten. Der Grund für das starke Angegriffensein dürfte ziemlich sicher gelegen sein in der langandauernden Meeresbedeckung der Euganeen. Am Schlusse der Gesamtaufnahme des Gebietes sind noch einige Analysen geplant an jenen Gesteinen, die als die frischesten erkannt worden sind.

In der vorliegenden Arbeit wurden angewendet die seit altersher üblichen Methoden, besonders aber die zahlreichen neuen Methoden, die speziell für die mikroskopische Untersuchung von F. Becke[1]) ersonnen wurden und die zum Teil früher, größtenteils aber erst in der Arbeit „Optische Untersuchungsmethoden" publiziert wurden. Andere neue Methoden, die zur Anwendung für die winzigen Schnitte, wie es die meisten Komponenten der Euganeengesteine sind, verwendbar wären, sind in letzter Zeit nicht publiziert worden außer Sommerfeldts[2]) Vorschlag des Ersatzes des Zeichentisches durch einen graduierten Kondensor; diese Methodik hat zwar manche Vorteile, aber ebensoviele Nachteile, abgesehen davon, daß ein Zeichenblättchen mit seinen darauf eingetragenen Messungen ein Dokument für immer ist. Auch von E. Wright[3]) wurde eine Modifikation der Messung mit dem gewöhnlichen Schraubenmikrometerokular publiziert, indem er das Fadenkreuz desselben nicht nur in einer Richtung, sondern auch senkrecht dazu beweglich machte, eine Messungsmethodik, die sich ersetzen läßt durch ein um seine optische Achse drehbares Schraubenmikrometer mit nur einem Faden.

Die Anwendung des Mikrometerokulars überhaupt, also auch des Doppelschraubenmikrometerokulars Wrights, bei den meist kleinen, dann noch sehr oft von Zonarstruktur und Anwachspyramiden beherrschten Komponenten der Euganeengesteine ist für die weitaus meisten Fälle untauglich und würde ganz unbrauchbare Resultate liefern. In vielen Fällen ist es überhaupt nicht anwendbar. Nur für die Bestimmung der Größe der Achsendispersionen wurde an einigen größeren Schnitten ein Schraubenmikrometerokular samt Objektiv 9 Fueß verwendet. Eine jedoch nur den Wert einer Schätzung des Achsenwinkels erreichende Methode ward auch von H. Tertsch[4])

[1]) LXXV. Bd. d. Denkschriften d. math.-naturw. Kl. d. k. Akad. d. Wiss., 1904. — D. M., XXIV, 35.

[2]) D. M., XXIV, 329.

[3]) Amer. Journ. of Science, Vol. XXV, 1907.

[4]) D. M., Bd. XXVII, H. 5, 6.

angegeben für Schnitte, welche nur die Mittellinie ohne die optischen Achsen im Gesichtsfeld erkennen lassen, die etwas genauere Resultate zuläßt als die für diesen Fall von Michel Levy[1]) veröffentlichte Tabelle. Allerdings würde in diesem Falle natürlich genauere und raschere Resultate liefern die Methode des Federowschen Universaltisches. Dieser wurde in der vorliegenden Arbeit nur selten, in der Regel zur Verbesserung der Schnittlagen verwendet, da die von F. Becke ausgearbeitete konoskopische Meßmethode rascher und ebenso präzis zum Ziele führt, außerdem aber die Feinheiten des Wechsels der optischen Orientierung bei Zonar- und Sanduhrstruktur an einem und demselben Schnitt mit ungleich größerer Genauigkeit ermitteln läßt. Eine Methode, den Achsenwinkel abzuleiten aus den beiden Differenzen der Doppelbrechung in Schnitten zu den beiden Bisectrizen, ward von G. Cesáro angegeben (Bull. acad. R. Belgique. Cl. d. sciences, 1906, pag. 143); doch gilt auch hier wie für Schnitte von zweiachsigen Mineralen $\perp$ zu β behufs Bestimmung der Höhe der Doppelbrechung, daß die Wahrscheinlichkeit lehrt, daß viele Tausende von Schnitten nötig sind, um zufällig einen zu liefern, der auf 1° genau ist.

Geschichte des Gebietes.

Lassen wir nun die Geschichte jener Gesteinsmassen, welche die Erosion unserem übersbhauenden Blick klargelegt hat, vor uns vorüberziehen, so erscheint als älteste sedimentäre Ablagerung im Gebiet die bräunlich-rötlichgraue, massige Kalk- und Marmorbänke bildende, sehr fossilreiche Juraformation[2]) bei Fontanafredda. Untere Kreide (Biancone) folgt in feinkrystallinen weißen bis zartgrauen Marmorschichten und auf diese lagerte das Meer der oberen Kreide sehr stark entwickelte, einige 100 *m* mächtige, weiße bis rötliche fossilarme Kalkstraten (Scaglia), die in Bänken von wechselnder Mächtigkeit entwickelt sind, bald millimeter-, bald viele Dezimeter dick, manchmal fast reinen Kalk darstellend, ein anderesmal tonerdereiche, lettige Zwischenlagen, ein drittesmal selten mehr

[1]) Les Minéraux d. roches. Paris 1888.

[2]) Siehe hierzu die Literatur in Reyer und G. v. Rath, besonders aber die Zusammenstellung der gesamten Literatur über die Euganeen überhaupt in der Arbeit von Dal Piaz.

als handbreite, rote, schwarze und graue Feuersteinschichten führend von ehemaligen Spongienrasen, ein Material, sehr willkommen den ersten menschlichen Euganeenbewohnern. Allmählich entschwanden die Zeiten der Kreideformation, Unruhen in Landen von zweifelhafter Entfernung ließen ihr Vorhandensein auch dem Meere der Euganeen melden; dem Kalke mischen sich viel feinsttonige Substanzen bei, die Seetiefe ändert sich, unmerklich wehen die Zeiten der Tertiärformation ins Gebiet. Nummulitenkalkbänkchen in den jetzt mergeligen, schmierigen Straten melden uns ihre Ankunft (Tertiärmergel).[1])

Diese Periode bringt für unser Gebiet, das so langandauernde ruhige Entwicklung genossen hat, Zeiten heftigster Erschütterung und weitgehender Bodenzerrüttungen. Vorerst beginnen im benachbarten vicentinischen Gebiet heftige Eruptionen, deren Tuffmaterial sich den Tertiärsedimenten der Euganeen beimischt; dann aber durchschlagen die vulkanischen Kräfte auch den Boden unseres Gebietes. Die gewaltigen Veränderungen der benachbarten Alpen und des Apennin lösen sie aus.

Tuffröhren reißen durch und Spalten, letztere zum großen Teil folgend den tektonischen Hauptlinien der Alpen und des Apennin, zum Teil gegen das Gebiet zwischen Rua und Venda zielend, zum Teil auch unregelmäßig verlaufend. Basische Brockentuffe, enthaltend die Trümmer der im Untergrunde anstehenden Gesteine (Gabbro, Syenit, Granit, Schiefer, Kalke) mit Bomben, ellengroß, überschütten weithin den Euganeengrund; gleichzeitig und alternierend mit ihnen brechen auch augitische, limburgitische und basaltische Massen hervor und bauen so den Sockel für die Eruption anderer Gesteine. Nicht lange lassen diese auf sich warten. Als mächtige, weitreichende Flut überströmen obgenannte Gesteine die fast einsprenglingsfreien Quarztrachytmassen des Mt. Venda und andere Trachyte. Auch diese Gesteinsbildungen werden noch durchbrochen von

[1]) Paläontologische Studien im Gebiete liegen außer dem Rahmen der Arbeit; diese beschränkt sich auf die genaue kartographische Festlegung der stratigraphischen Horizonte, da diese für die Altersfrage und die Natur der Eruptivkörper von höchster Bedeutung sind. Einige Worte über die Sedimente wie auch über die Tuffe sind noch am Abschluß der gesamten Euganeenaufnahme geplant. Das Vorliegende referiert diesbezüglich nur das bereits Vorhandene auf Grund eigener Beobachtungen.

anderen Magmen sehr heterogener Natur. Plagioklastrachyte und Liparite, Basalte und Andesite durchqueren die obgenannten Gesteinsmassen. Doch während so die ehedem schlummernden, dann entfesselten Kräfte oberflächlich einen Teil des Gebäudes des Eruptivkomplexes aufbauen, durchwühlen sie auch das Übertagsgebäude und dessen Grundfesten, durchsetzen sie mit zahlreichen Intrusivmassen wechselvollster Art, die nicht selten durch Apophysen (manche von den jetzt als Gänge erscheinenden Gesteinsvorkommnissen) in Verbindung stehen mit oberflächlichen Ergüssen.

Ausgetobt hat die wildwüste Kraftentwicklung des Innern, nur heiße Quellen künden die erlahmte Energie; was mit unwiderstehlichem Ungestüm durchreißend, aufschälend und ablagernd die vulkanischen Kräfte aufgerichtet haben, daran versuchen sich nun geduldig Sturm und Wellen. Den größten Teil der obertägigen Massen haben sie bezwungen, doch bieten sie dem Geologen noch genügende Reste für deren Struktur und Stofferkenntnis; und was sich einst dem Oberflächenbewohner verborgen hielt, das Treiben der Kräfte im Körper und Grundplan des Eruptivgebirges, das haben die beiden geduldigen Gesellen dem Erkenntnishunger klargelegt.

Nun ist das ehemals stolze, an der Oberfläche aufgebaute vulkanische Gebäude großenteils verschwunden, und was jetzt die charakteristischen Kegel, Kuppen und Rücken der Euganeen bildet, ist bedingt durch das Vorhandensein der intrusiven Kerne.

Diese großen, ehedem unterirdischen Intrusivgesteinskörper samt ihren Gangsystemen (= Apophysen) beschäftigen den vorliegenden ersten Teil der Arbeit nicht; diese erstreckt sich fast ausschließlich auf die Reste des ehemaligen Oberflächenvulkanmaterials und die Gänge, welche dasselbe gefördert haben. Diese nun zeigen nach ihrem Vorkommen, daß manche Gesteine nur in begrenzten Teilen des Vulkangebietes zur Eruption gelangt sind; so fehlen aus dem südwestlichen Euganeenteil die Ophit- und Hypersthenbasalte völlig, die Limburgite und Augitite beherrschen vornehmlich das Gebiet des Mt. Gemola, der am Schlusse behandelten Basaltgruppe gehören Gänge an ausschließlich im nördlichsten Bezirk der besprochenen Gegenden, und auch bei der übers ganze Gebiet verbreiteten Gruppe der Basalte mit zweierlei Augit zeigt sich ein Unterschied in der Mineralausbildung in manchen Gebietsanteilen.

I. Der südwestliche und westliche Teil der Euganeen.

Die Grenze des Gebietes bestimmt auf der Militärkarte 1:25.000 die Linie: Straße Baone—Valle S. Georgio, Fortsetzung derselben als Weg nach Nord bis zu Kote 74, dann zum C von C. Gambarana, hierauf der gestrichelte Weg bis zur Straßengabel im Tal; von da der scharf eingeschnittene Graben direkt zum Gipfel des Mt. Venda, von diesem der Graben zum R von C. Ranco, dann die Straße über Castelnovo bis nahe vor Teolo (an von C. Valeriani), endlich der Weg westlich von diesem Punkt und die daran schließende Straße bis Zovon.

Das westlich der obgenannten Linie gelegene Gebiet umfaßt über ein Drittel des Flächenareals der Euganeen, ist aber vor den anderen Gebietsanteilen ausgezeichnet durch das Vorhandensein sehr bedeutender Reste des ehemaligen subaeren Vulkananteils, durch die Menge sehr verschiedenartiger, selbständiger Intrusivformen und infolgedessen durch einen hervorragenden Reichtum an den verschiedenartigsten Gesteinen, besonders aber den basischen. Von Sedimenten trifft man an Jura, untere und obere Kreide, Tertiär (Mergel und basische Tuffe).

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit den basischen Gesteinen des Gebietsanteils. Diese bedingen sehr wenig die Konfiguration des Berglandes, weswegen in dieser Arbeit auf dieselbe nicht eingegangen wird; ein Eingehen auf dieselbe wird am Platze sein bei den die Linien des Gebietes beherrschenden Trachyten.

A. Die basischen Gesteine des südwestlichen und westlichen Teiles der Euganeen.[1])

1. Pacifische Limburgite.

1*a*. Echte pacifische Limburgite.

1*b*. Pacifische Limburgitbasalte.

Anhang. Übergangstypen.

2. Pacifische Augitite.

2*a*. Echte pacifische Augitite.

2*b*. Pacifische Augititbasalte.

[1]) Bertolio l. c. teilt die basischen Gesteine ein: 1. Labradorite *a)* ophitische, *b)* solche mit Hornblende, Hypersthen und Augit. 2. Basalte. Aus unserem behandelten Gebiet beschreibt Bertolio kein Vorkommen; auch Negri l. c. nicht.

3. Pacifische Feldspatbasalte.

3*a*. Analcimite.

3*b*. Basalte mit Einsprenglingen von Augit und mit reichlichem Olivin, mit Plagioklas nur selten als vereinzelten Einsprengling.[1])

Untergruppe 3*b* α. Augit und Olivin als Einsprengling.

Untergruppe 3*b* β. Augit als Einsprengling, reichlicher Olivin in der Grundmasse.

3*c*. Basalte mit Einsprenglingen von viel Plagioklas, Olivin und Augit.

3*d*. Basalte mit Einsprenglingen von farblosem und grünem Augit bei verhältnismäßig reichlichem Plagioklasgehalt der Grundmasse.

3*e*. Basalte den früheren Typen nahestehend und entweder selbständige Typen von geringer Verbreitung bildend oder infolge weit vorgeschrittener Zersetzung ihre spezielle Zugehörigkeit zu den vorangegangenen Gruppen verhüllend.

3*f*. Hypersthenbasalte. (Basalte mit zahlreichen Einsprenglingen von Plagioklas, Augit und mit Hypersthen.)

3*g*. Ophitbasalte und deren Angehörige. (Basalte mit gut ausgebildeter oder beginnender Ophitstruktur.)

Untergruppe 3*g* α. Normale.

Untergruppe 3*g* β. Ophitbasalte mit Augitwachstumserscheinungen.

3*h*. Den Hypersthen- und Ophitbasalten verwandte Gesteine, ohne deren Merkmale jemals völlig zu zeigen.

1. Pacifische Limburgite.

1a. Echte pacifische Limburgite.[2])

Gruppencharakteristik.

Gesteine mit zahlreichen Olivin- und Augit-Einsprenglingen. Feldspat fehlt meist ganz. Das Titaneisen ist im Gegensatz zu den mehr sauren Basaltgruppen gar nicht oder nur spärlich entwickelt.

[1]) Erzeinsprenglinge sind nicht eigens angeführt.

[2]) Dem Vorgang W. Schottlers, die typisch entwickelten Limburgite zu den Basalten zu ziehen, kann ich mich nicht anschließen. Abhandl. d. großherz. Hess. Geol. Landesanstalt. Darmstadt. Bd. IV, H. 3.

Einzelvorkommnisse.

1. An einem Weg, der auf der Spezialkarte 1 : 25.000 nicht verzeichnet ist, findet sich bei Punkt Mt. Gemola Kote (2)71.... [0, 5][1]) ein Strom oder Deckenrest über basischem Brockentuff.

Das Gestein, schwarzgrau, dicht, enthält bei hypokrystallin-porphyrischer-vitrophyrischer Struktur zahlreiche Einsprenglinge von Olivin, Augit, Magnetit.[2])

Olivin: Bis 1 *mm* große Formen sind von (011), (110) bei kleineren Krystallen, oft auch von (010) besonders bei größeren, krystallographisch scharf begrenzt, in der Richtung der c-Achse meist 2—1½mal so lang als breit, manchmal auch in Skelettformen, im vorliegenden Gestein völlig pseudomorphosiert in Carbonat und folgende meist sehr kleinschuppige, optisch im konvergenten Lichte schwierig zu untersuchende Produkte:

a) Serpentinähnliche, sehr schwach doppelbrechende, grünlich-farblose spreuschuppige Aggregate.

b) Strohgelbes (9, gelb bis gelbgrün v, Schd. 22 μ),[3]) blättriges Mineral, γ in der Längsrichtung, einachsig (—), Doppelbrechung ungefähr gleich der des Augit, n für α und $\gamma <$ Canadabalsam, Absorption sehr schwach $\gamma > \alpha$.

c) Strohgelbes, Farbe gleich *b*, blättriges Mineral, α in der Längsrichtung, ein- bis schwach zweiachsig (+), Doppelbrechung etwa zweimal der des Augit, n für $\alpha <$, für $\gamma \leqq$ Canadabalsam, Absorption sehr schwach $\gamma > \alpha$.

---

[1]) Zur genaueren Ortsbezeichnung und Wortersparnis werden die Lokalisationen der Gesteine in der Regel auf ein rechtwinkliges Koordinatensystem (Äste || NS., OW.) bezogen, dessen Mittelpunkt in der Mitte jenes Buchstabens oder jener Ziffer liegt, die in runden Klammern stehen. Die Zahlen in eckiger Klammer bezeichnen Millimeter; die erste Zahl bezieht sich auf die Abszisse, die zweite auf die Ordinate. Wenn kein Minuszeichen vor der Einzelziffer steht, ist + zu ergänzen. — und + werden im üblichen Sinne für die Quadranten gebraucht. Die Anordnung der einzelnen Gesteinsvorkommnisse innerhalb einer Gruppe oder Untergruppe geschah nach einem geographischen Prinzip, indem an erster Stelle stets der südlichst gelegene Ort angeführt, dann sukzessive nach Norden weiter gegangen wurde, wobei die auf gleichem Breitegrad liegenden Punkte der Reihe nach von West nach Ost folgen; nur ausnahmsweise ward die Regel überschritten.

[2]) Zur genügend klaren Angabe der Reichlichkeit der Einsprenglinge sind im Vorliegenden die Ausdrücke im Gebrauch: „zahlreiche", „ziemlich viele", „wenige", „der eine oder andere" (um 30, um 20, um 10, unter 5 Krystalle auf einer Fläche, die der normalen Größe der Dünnschliffe von Voigt und Hochgesang entspricht).

[3]) Siehe pag. 411.

Letztere zwei Minerale werden im Folgenden der Kürze halber bezeichnet mit $O\gamma$, $O\alpha$.

Sie bilden manchmal zwar auf größere Strecken hin zusammenhängende oder optisch gleich orientierte Komplexe im Olivinkrystall, sind aber viel häufiger wirrblättrig (siehe hierzu Fig. 4) und stellen somit keine homoachsen Pseudomorphosen dar. Sie sind nicht identisch mit dem Minéral rouge, nicht mit dem in Rosenbuschs Gesteinslehre als Iddingsit angegebenen Mineral des Basalts von Langenscheid, Nassau (siehe hierzu auch bei Gruppe $3b\ \beta$), der Voigt- und Hochgesangschen Dünnschliffsammlung, fraglich inwieweit mit dem Original-Iddingsit, jedoch wohl sicher gleich den wegen ihrer Kleinheit sehr mühsam optisch festgestellten Olivinumwandlungsprodukten aus einem Amphibol-Monchiquitgang von Iguapé durch K. Schuster[1]), der die Umwandlungsprodukte des Olivin als mehrere zwar nahe verwandte, aber wohl zu unterscheidende Minerale bezeichnete.

Augit ist gern allein oder mit Olivin in glomeroporphyrischer Vereinigung, häufig aber auch in losen Krystallen bis 1 *mm* groß, scharf begrenzt durch (100) (110) (010) ($\bar{1}11$). Die ersten drei Flächen im Gleichgewicht, seltener 100 mit etwas größerer Zentraldistanz oder 010 fehlend, selten trifft man 111; in der Richtung der c-Achse etwa = bis zweimal so lang als breit, bei den Mikrolithen viel länger als breit. Im Kern fast farblos, mit zahlreichen Glas- und Gas- [Flüssigkeitseinschlüsse scheinen hingegen in allen Euganeenaugiten sehr selten zu sein (siehe hierüber schon bei Zirkel, Basaltgesteine, Bonn 1870, pag. 141)], Olivin- und Magnetit-Einschlüssen, in der Hülle ohne Einschlüsse. Die Hülle von der Farbe 32 Zinnobergrau t der Raddeschen[2]) Farbenskala (Schliffdicke 22 μ). Pleochroismus kaum merklich. Randpyroxen = dem der Grundmassenmikrolithe. Sanduhrstruktur selten bei den größeren farblosen Kernaugiten, oft bei den kleineren bräunlichen Pyroxenkrystallen.

Ein Krystall nahe $\perp \beta$ des Hüllpyroxens zeigte in der Anwachspyramide $\bar{1}11$ rot 1. Ordnung, in 100 rotbraun I. Ordnung, dabei

[1]) Sitzungsberichte d. k. Akad. d. Wiss., Wien, math.-naturw. Kl., Bd. CXVI, Abt. I, Juli 1907, pag. 1151. (Siehe daselbst auch Literatur.)

[2]) In der Raddeschen Farbenskala bezeichnen die Buchstaben a, b, c etc. die Farbenintensität; bei a ist die Farbe am gesättigtsten. Die Dünnschliffdicke ist für die Farbenintensität von starkem Einfluß; sie wurde in der Regel indirekt aus der Doppelbrechung bekannter Komponenten hergeleitet.

die Brechungsexponenten von 100 etwas größer als für $\bar{1}11$: c γ ($\upsilon > \rho$), für $\bar{1}11 \ldots 47^0$, für $100 \ldots 55^0$, ein farbloser Kernpyroxen ohne Sanduhrstruktur $46^1/_2{}^0$. Dispersion der Doppelbrechung $\rho > \upsilon$.[1]) Dispersion der Achse A $\upsilon \geqq \rho$[2]), der Achse B $\rho \gg \upsilon$. Für den Kernpyroxen $V_{(14{\cdot}5,\ 12{\cdot}2)} = 33^1/_2{}^0$.

Die Messungen des Achsenwinkels wurden in der Regel an Schnitten ausgeführt, die Mittellinie und Achse im Interferenzbild erkennen ließen (siehe später bei den Ophitbasalten), und zwar mit Hilfe der Beckeschen Zeichenmethode. Jedoch wurde nur ein kleiner Teil der in dieser Arbeit enthaltenen Messungen mit dem drehbaren Zeichentisch ermittelt, ein noch kleinerer Teil nach einem in letzter Zeit von F. Becke angewendeten Verfahren: Eliminierung des Zeichentisches durch Drehung eines auf die Camera lucida aufgesetzten Nicols und des unteren Nicols um annähernd gleiche Beträge.

Weitaus der größte Teil der Messungen wurde gewonnen aus einer Modifikation der eben genannten Methode mit Hilfe eines Mikroskopes von Fueß mit gleichzeitig drehbaren Nicols und darüber aufgesetzter Camera. Diese Vorrichtung wurde nach einem eingesendeten Entwurf von der Firma Fueß hergestellt.

Möglichste Annäherung der Camera an das obere Tubusende, eventuell Versenken des oberen Nicols in das Tubusende ist vorteilhaft. Die Anordnung der Camera in der geschilderten Weise bringt viele Vorteile. Vor allem fällt der Zentrierungsfehler weg, das Auge pflegt gleichmäßiger ins Mikroskop zu sehen, da es sich außer bei der 180°-Stellung vom Tubus nicht zu entfernen braucht, wodurch der Parallaxenfehler verringert wird, außerdem geht die Messung viel rascher vonstatten, derart, daß man ein Resultat erlangen kann, das von nicht viel geringerer, in vielen Fällen, wo vereinzelte Einschlüsse, abgeschrägte Ränder und Inhomogenität (Zonar- und Sanduhrstruktur) der Schnitte in Betracht kommen, von größerer Genauigkeit ist als jene, die mit Hilfe des Schraubenmikrometerokulars, also auch des Doppelschraubenmikrometerokulars Wrights gewonnen werden kann; außerdem ist aber für die Ausführung kaum ein Drittel jener Zeit nötig, die das Schraubenmikrometerokular etc. erfordert.

Beim Gebrauch einer derartigen Anordnung der Camera muß aber folgendes beachtet werden:

1. Genaue Normalstellung der planparallelen Flächen des oberen Nicols (Aufsatznicols) vermittelst Autokollimation zur Mikroskopachse mit Hilfe von Schrauben oder Klebemittel.

2. Nach dem Festklemmen der ganzen Zeichenvorrichtung Zentrierung des Abbeschen Würfelchens.

Man kann bei 2 folgendermaßen verfahren:

Zentrierung eines Punktes am Objekttisch vermittelst Fadenkreuzokulars. Nach Entfernung des Okulars und Aufsetzen des Nicols zur Ermittlung der Mikroskopachse Aufsuchen der Koinzidenz einer Marke irgendeiner über dem oberen Nicol aus- und

---

[1]) Siehe hierzu die Bemerkung auf Seite 417.

[2]) Die Dispersion der Doppelbrechung (D. d. D.) wurde in der Regel qualitativ bestimmt mit Hilfe des Babinetschen Kompensators.

in genau gleicher Stellung wieder einschaltbaren Markierungsvorrichtung (eventuell Fadenkreuz) mit dem Punkte des Objekttisches vermittelst aplanatischer Lupe. Aufsuchen der Koinzidenz des Diaphragmas des Abbeschen Würfelchens mit der Marke oder dem Tischpunkt unter Anwendung einer aplanatischen Lupe nach erfolgtem Festklemmen des Zeichenapparates. Zum — nach dem Entfernen — neuerlich raschen und richtigen Aufsetzen der Camera bei Messungen ist nötig (bei unserem Zeichenapparat läßt sich die Camera von der Klemmvorrichtung abheben) zuerst Einstellen des Objektes vermittelst eines aufgesetzten Okulars, dann nach der Entfernung des letzteren Einschaltung der Marke, Aufsetzen der Camera in der richtigen Lage. Die richtige Lage des Interferenzbildes am Zeichenblatt bestimmt man sich ein für allemal durch eine Marke auf einem Papierblatt, auf welches das Mikroskop stets in gleicher Stellung zu setzen ist. Zur Untersuchung verschiedener Stellen eines Schnittes (Anwachspyramiden, Zonen) empfiehlt sich, vorerst den Schnitt gut zu besehen und nach Aufsetzen der Camera dieselbe nicht mehr zu entfernen, sondern die verschiedenen Stellen mit Hilfe der aplanatischen Lupe oder durch geringes Heben und Senken des Tubus einzustellen. Alles Übrige geschieht analog der Anleitung in Beckes „Optischen Methoden".

Das verwendete Objektiv (meist Obj. 7 Fueß) wurde, wie es in Beckes Institut schon mehrere Jahre üblich ist, auch darauf geprüft, inwieweit die Gültigkeit der Mallardschen Konstante für verschiedene Achsenwinkelwerte zutreffend ist. Der sich ergebende kleine Fehler konnte ohneweiters vernachlässigt werden. Ähnliche geringe Abweichungen von den durch die Theorie geforderten Werten bei Fueß-Objektiven hat Becke[1]) nachgewiesen, in jüngster Zeit auch F. Wright[2]), während A. Wülfing[3]) einen sehr großen Fehler fand. Bei allen diesbezüglich geprüften Fueß-Objektiven Nr. 7 des Mineralogischen und Mineralog.-petrograph. Univ.-Institutes ist dieser Fehler weniger oder nicht viel mehr als 1° für die zentralen und äußeren Interferenzbildpartien. Nimmt man dann für die Konstantenbestimmung ein Mineral von mittlerem Achsenwinkel, so kompensieren sich bei den meisten Messungen diese Fehler.

Bei der Angabe der Größe von V ward stets auch der Ort der Mittellinie im Interferenzbild angegeben, und zwar bedeutet die erste Zahl in der Klammer die Anzahl Grade, um welche die Mittellinie nach rechts von der Sagittalebene des Interferenzbildes gelegen ist, die zweite Zahl die Anzahl Grade, um die die Mittellinie (die Achsenebene) abweicht von der Frontalebene; die optische Achse ist links der Sagittalebene des Gesichtsfeldes zu denken. Die angegebenen Werte für V sind scheinbare; die von F. Becke[4]) angegebene Korrekturtabelle ward also nicht benützt. (Siehe hierzu übrigens die Messungen an den später folgenden Ophitbasalten.)

In zonaren Schnitten Wanderung der Achse A 8·7° von γ des Kerns weg in der Hülle, Wanderung der Achse B in der Hülle 6·7° gegen γ des Kerns. Unterschied der Lage der Achsen in den An-

[1]) D. M., XXVI, 509.

[2]) Amer. Journ. of Science, Vol. XXV, 1907.

[3]) Rosenbusch-Wülfing, Mikr. Physiogr., I. Allgem. Teil. 330.

[4]) Opt. Untersuchungsmeth.

wachspyramiden nicht meßbar. Die Achsenwanderungen ergeben eine Wanderung der Mittellinie um 7° vom Kern zur Hülle, und zwar von c weg in ungefährer Übereinstimmung mit den gemessenen Auslöschungsschiefen, während die Größe des Achsenwinkels sich sehr wenig ändert.

Magnetit in bis $^1/_{10}$ *mm* großen Gruppen und Krystallen.

Grundmasse aufgebaut aus zahllosen langen Augitmikrolithen, Magnetit und wenig Titaneisen in Kryställchen und Skeletten. Mit Objektiv 7 (Fueß) beobachtet man weiters stellenweise winzige Hornblendefäserchen als Fortwachsung des Augit, $c\gamma$ 0 bis wenige Grade, Absorption $\gamma > \beta > \alpha$ in hellbraunen Tönen, doch sei bemerkt, daß die Dicke der Hornblendekryställchen selten mehr als 2 μ beträgt. Apatit und Plagioklas fehlt völlig.

Glas ist noch in ziemlicher Menge vorhanden, isotrop, kaffeebraun (33 braun l). Die Kryställchen der Grundmasse ragen oft in ehemalige Hohlräume des Gesteins, die selten erfüllt sind mit Carbonat, meist mit einem farblosen, schwach grünlichgelben (10 grüngelb v.) Produkt, das radialfaserige Massen bildet, mit der Faserrichtung (α) $\perp$ steht auf den Wandungen. n $\lessdot$ Canadabalsam, $\gamma - \alpha$ etwa $^1/_3$ des Augit. (Augit bis rot I. Ordnung, Mineral grau bis grauweiß I. Ordnung.) Das Mineral ist als erstes Neubildungsprodukt für die Euganeenlimburgite sehr typisch. Zur kurzen Bezeichnung sei es Uα genannt.

Ausscheidungsfolge: Olivin, Magnetit, Pyroxen gleichzeitig, sehr spät Hornblende.

2. Bei Punkt Mt. Gemol (a) ... [12, 3] tritt über den Tertiärmergeln neben anderen Gesteinen ein schwarzes dichtes Gestein auf, ob anstehend?, nach der Struktur ein Stromgestein.

Von dem vorbeschriebenen Gestein chemisch wohl nicht verschieden, zeigt es etwas abweichende Struktur. Die Komponenten sind gleich Gestein 1; jedoch fehlen größere Einsprenglinge fast gänzlich.

Olivin zahlreich, höchst selten die Größe von $^1/_2$ *mm* erreichend, krystallographisch gut begrenzt = G.[1]) 1, manchmal Pyroxen, Magnetit und Glaseinschlüsse führend, zum großen Teil umgewandelt in die besprochenen Minerale, selten noch kleine Reste von frischem Olivin enthaltend. Optischer Charakter an einem Schnitt fast genau $\perp$ der

[1]) G. = Gestein.

Achse (±), daher der Achsenwinkel bei 90°, der Gehalt an Fe_2SiO_4 also zirka 12%.[1])

Augit in zahlreichen, einige 0·01 *mm* breiten, jedoch mehrmals längeren Kryställchen fast immer von (100) (110) begrenzt, seltener von (010), daher in der Regel etwas tafelig, sehr selten mit etwas farbloser Kernsubstanz wie in G. 1, hin und wieder glomeroporphyrisch vereinigt, mit spärlichen Einschlüssen, deutlicher Sanduhrstruktur, deutlich bräunlich, ohne erkennbaren Pleochroismus. Schnitt nahe $\perp \beta$ c $\gamma (\upsilon > \rho)$ für $\bar{1}11 \ldots$ 52°, für $100 \ldots$ 57°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon \geqq \rho$. — A. B. $\rho > \upsilon$.

Magnetit in Kryställchen bis $^1/_{10}$ *mm*, meist kleiner bis zu den winzigsten Skeletten und Globuliten, in letzterer Ausbildung auch etwas Titaneisen. Äußerst zarte, stark pleochroitische Hornblendefäserchen sind selten. Ziemlich viel schmutzigbraunes Glas bildet einen großen Teil der Grundmasse. Als ehemalige Hohlraumausfüllungen tritt das Mineral $U\alpha$, selten auch dessen später zu besprechende Umwandlungsprodukte auf nebst Carbonat.

Wenn letzteres vorhanden, so umgibt dieses ebenso wie die in die ehemaligen Hohlräume ragenden Komponenten eine Haut des Minerals $U\alpha$, mit seinen Fasern stets normal stehend zum Umhüllten. Das Gestein, stellenweise von limonitischem Saft durchzogen, zeigt dort die sonst $<$ als Canadabalsam lichtbrechenden Neubildungsminerale stets $>$ als Canadabalsam.

Ausscheidungsfolge: Magnetit, Olivin, Pyroxen ziemlich gleichzeitig, spät Hornblende.

3. Nordwestlich Mt. Gemola Kote 12(7) ... [$3^1/_2$, 3] steht gut an ein Decken- oder Ganggestein im Graben in basischem Tuff, fraglich ob mit G. 1 zusammengehörig. S. b. G. 3 u. 4 die Bemerkung bei G. 5.

Schwarzes, mit wenigen hanfkorngroßen Carbonatmandeln durchzogenes Gestein von hypokrystallinporphyrischer bis vitrophyrischer Struktur mit zahlreichen Einsprenglingen von Augit und Olivin. Im mikroskopischen Bild dem G. 1 ziemlich gleich.

Olivin völlig pseudomorphosiert, bis 1 *mm* groß, gern in glomeroporphyrischer Ausbildung, auch zusammen mit Augit wie in G. 1. Häufiger als sonst erscheinen hier die Umwandlungsprodukte des Olivin als homoaxe Pseudomorphosen. Ob neben Mineral $O\gamma$,

[1]) D. M., XXIII, 452.

$O\alpha$ nicht noch ein drittes vorkommt (ein- oder fast einachsig, (—), γ Längsrichtung der Blätter, Doppelbrechung = zirka zweimal der des Pyroxens, Pleochroismus intensiv: γ deutlich braungelb (8 gelbgrün m), $> \alpha$ sehr schwach gelblich (8 gelbgrün v.) [Schliffdicke zirka 30 μ], $\gamma >$ Canadabalsam, $\alpha \geq$ Canadabalsam) und in welcher Weise dieses Mineral mit dem Olivin verwächst, konnte wegen Mangels geeigneter Schnitte mit Sicherheit nicht festgestellt werden. Auch Carbonat findet sich öfters im Olivin.

Augit in zahlreichen bis 1 *mm* großen, gewöhnlich glomeroporphyrischen Krystallen = G. 1. — D. d. A. $\upsilon > \rho$ — D. d. D. $\rho > \upsilon$. A. A. $\upsilon \geq \rho$. — A. B. $\rho > \upsilon$. — $V_{(17{\cdot}5,\ 0{\cdot}6)} = 29{\cdot}4°$.

Grundmasse wie bei G. 1, jedoch etwas weniger Magnetit. Bisweilen erscheinen die Pyroxenmikrolithe gespickt mit Erzknöpfchen und Stacheln. Apatit findet sich in spärlichen Mikrolithen. Die Hornblende erscheint erst mit Obj. 7 als zarte Härchen. Auch hier sind die ehemaligen Hohlräume erfüllt von $U\alpha$, jedoch zeigen manche dieser Sphärokrystalle Bänderung und Änderung der optischen Eigenschaften in den einzelnen Zonen. Manchmal lassen sich 5 Bänder unterscheiden, die ohne besonders erkennbaren Unterschied der Lichtbrechung (stets $<$ Canadabalsam) abwechselnd γ und α in der Faserrichtung haben; die Doppelbrechung ist zwar auch bisweilen etwas verschieden, doch nur in sehr engen Grenzen. Dieses Stadium der Umänderung des Minerals $U\alpha$ ist ein Mittelstadium zwischen ursprünglich homogenem $U\alpha$ und einem Endstadium, in dem aus $U\alpha$ optisch ziemlich differente Produkte entstanden sind.

4. Nordwestlich Mt. Gemola Kote 12(7)... [3, 2] beiderseits des Grabens als Decke gut anstehend und vom Punkt Mt. Gemola Kote 27(1)... [0, 12][1]) (A. a. d. R. K.[2]) in Lesestücken (nach der

[1]) Von hier dürfte auch das von V. Zanolli l. c. beschriebene Gestein stammen (Basis des Mt. Gemola, zur Rechten der Torrente zwischen Rusta und Gemola): Hypokrystallin, porphyrisch-hyalopilitisch, mit zahlreichem serpentinisierten Olivin, wenig Augit $c\gamma$ 47°, Magnetit als Einsprengling, ferner vereinzelt nicht idiomorpher Anorthoklas und Labrador, ferner kataklastischer 1achsiger Biotit. Viel Seladonit, zum Teil aus Augit hervorgegangen, in Blasenräumen neben Calcit, Opal? oder entglaster Mesostasis. Grundmasseglas $>$ Canadab., kein Feldspat. Nach dem Mineralbestand sei das Gestein eine Grenzform des Andesit, nach dem Fehlen des Grundmassefeldspats limburgitischer Basalt.

[2]) Auch auf der Reyer-Karte.

Struktur ein Stromgestein), fraglich ob anstehend, liegen schwarze Gesteine vor, makro- und mikroskopisch ziemlich gleich dem unter 1 beschriebenen Gestein. Struktur hypokrystallinporphyrisch bis vitrophyrisch. Zahlreiche Einsprenglinge von Olivin, Pyroxen und Magnetit.

Olivin in bis $1^1/_2$ *mm* großen Formen mit Erz, Pyroxen, selten Glaseinschlüssen, in der Begrenzung = G. 1, fast völlig bis auf sehr spärliche Spuren umgewandelt in $O\alpha$, $O\gamma$ und spreublätterigen Serpentin, selten auch Carbonat. Unter den Umwandlungsprodukten findet sich bisweilen ein $O\gamma$ sehr ähnliches Mineral, aber mit großem (—) Achsenwinkel. Ein Rest von Olivin, der sehr gut $\perp$ zu einer optischen Achse getroffen war, zeigte sich ($\pm$) also gleich dem Olivin in G. 2.

Augit glomeroporphyrisch in bis $1^1/_2$ *mm* großen Krystallen = denen in G. 1 mit zahllosen Glas-, wenig Erzeinschlüssen, die Einschlüsse meist zonar angeordnet. An einem bräunlichen Pyroxenschnitt fast $\perp \beta$ mit Sanduhrstruktur $c\gamma (\upsilon > \rho)$ für $\bar{1}11 \ldots 47°$, für $100 \ldots 53°$, ein zweiter Schnitt ähnlichen Pyroxens für $\bar{1}11 \ldots 48°$, für $100 \ldots 57°$. — D. d. D. $\rho > \upsilon$ für alle Anwachspyramiden, jedoch zeigte sich (γ—α) verschieden; ein Schnitt fast $\perp \beta$ zeigte in $\bar{1}11$ grüngelb II. Ordnung, in 100 blaugrün II. Ordnung, die Brechungsexponenten sind aber für 100 etwas höher als für $\bar{1}11$. — A. A. $\rho = \upsilon$. — A. B. $\rho \gtrsim \upsilon$. An fast farblosem Kernpyroxen für ρ $0° 39'$ — NaO — υ $3° 37'$. Achsenabstand von der Gesichtsfeldmitte $1° 38'$. Mittellinie und Achse auf der gleichen Seite.[1]) — $V_{(16{\cdot}1,\ 4{\cdot}5)} = 26^2/_3°$ an schwach

[1]) Zur Messung der Größe der Dispersion der optischen Achsen wurden stets Schnitte mit möglichst zentralem Achsenaustritt gewählt, um der sogenannten gefälschten Dispersion zu entgehen, auf die F. Becke schon vor mehreren Jahren hingewiesen hat. (Siehe hierzu auch H. Tertsch, d. M., XXIV, 339.) Die vorliegenden Messungen wurden mit Hilfe eines Natriumbrenners und einer Bogenlampe durchgeführt. Als rotes Lichtfilter diente Rubinglas, als blaues eine allseits geschlossene Küvette mit Kupferoxydammoniak. Mit Hilfe des Babinetschen Kompensators wurde die Wellenlänge für rotes Licht $\lambda = 0{\cdot}00064$, für blaues Licht $\lambda = 0{\cdot}000435$ bestimmt. Die von E. Sommerfeld vorgeschlagenen Königschen Lichtfilter ergaben bei einer Prüfung in der hiesigen Graphischen Lehr- und Versuchsanstalt lange nicht so homogenes Licht wie obige Anordnung. Die Größe der Dispersion wurde gemessen mit dem Schraubenmikrometerokular und Objektiv 9 Fueß, da in den Euganeengesteinen nur selten größere Durchschnitte zur Messung geeignet sind. Häufig wurde auch nicht einmal bei diesem Objektiv das Gesichtsfeld vom Mineralkorn eingenommen; um die störenden Fehler möglichst zu beseitigen, wurden

bräunlichem Pyroxen, an einem ähnlichen Schnitt $V_{(4,\ 1\cdot7)} = 24°$, an schwach bräunlichem bis farblosem Kernpyroxen — $V_{(9\cdot4,\ 2\cdot4)} = 30°$. In einem günstigen Schnitt von bräunlichem Augit || 100 ließ sich eine sehr beträchtliche Lagendifferenz der Achse A nachweisen: für $\bar{1}11$ 3·8° näher an $c\gamma$ als für 010 in Harmonie mit der stets kleineren Auslöschung $c\gamma$ für $\bar{1}11$ im Verhältnis zu den Flächen der Vertikalzone.

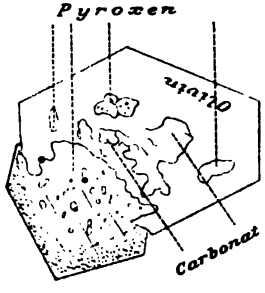
Magnetit in zahlreichen Gruppen und Kryställchen bis $^1/_4$ *mm*. Grundmasse aufgebaut aus zahllosen, meist unter $^1/_{10}$ *mm* breiten bräunlichen Pyroxennädelchen = dem bräunlichen Rand der Einsprenglingspyroxene; sehr selten sind Individuen einer späten Generation von gleich großen Olivinpseudomorphosen. Magnetit und wenig Titaneisen fast ausschließlich in zierlichsten Skelettformen sind erst mit Objektiv 5 halbwegs sichtbar.

Manchmal treten eigenartige feder- bis baumförmige, bis $^1/_2$ *mm* große Wachstumsbildungen von Erzstacheln und Körnern auf, die als Schaft in vereinzelten Fällen einen farblosen, gewöhnlich gebogenen Faden aufweisen, der einmal infolge von Verzwilligung sicher als Plagioklas erkannt wurde (sonst fehlt Plagioklas gänzlich), einigemal bilden den Schaft braune Hornblendehaare, die auch sonst gerne im Gestein auftreten, meist schopfförmig an die Augitkryställchen || der c-Achse anschießend. Auslöschung von 0 wenige Grade verschieden. Apatit ist nicht nachweisbar und steckt offenbar noch im Glas, das in ziemlicher Menge vorhanden ist: kaffeebraun bei einer Dünnschliffdicke von 25 μ; $n \geqq$ Canadabalsam, also ein Glas, das noch recht kieselsäurearm, nicht einmal noch recht andesitisch ist. (Siehe hiezu d. M., XXIII, 549.)

Blenden über die Bertrandsche Linse gelegt, wie sie beispielsweise R. Reichert schon lange seinen Bertrandschen Linsen beigibt. (Eine ähnliche Anordnung beschrieb F. Wright kürzlich als neue Methodik. Ref. N. J., 1907, 1. Heft, Bd. II.) Im Vorliegenden ist bei Angabe der Größe der Dispersion stets Na als 0-Punkt gewählt, die Zahlen für ρ und υ liegen dann auf entgegengesetzten Seiten von Na 0, wenn nichts anderes angegeben ist. Außerdem ist verzeichnet der Abstand der Achse vom Mittelpunkte des Gesichtsfeldes im Na-Licht, ferner ob die erste Mittellinie, um welche die Dispersion um die Achsen stets angegeben ist, auf der gleichen Seite wie die von der Mitte abgelenkte Na-Achse liegt oder auf der entgegengesetzten für eventuelle Korrekturen. Von solchen wurde im Vorliegenden abgesehen, da genügende Angaben über Änderung der Brechungsexponenten für verschiedene Lichtsorten bei den so mannigfach zusammengesetzten Pyroxenen nicht vorliegen.

Ausscheidungsfolge: Erze, Olivin, Augit gleichzeitig, dann die Grundmasse. — Ein gutes Beispiel für gleichzeitiges Wachstum liefert Fig. 1 von farblosem Pyroxen, also jenem, der früher als der bräunliche auskrystallisierte, mitten in bereits umgewandeltem Olivin, wobei weder Pyroxen noch Olivin an der Begrenzungsfläche Idiomorphismus zeigen, also gleichzeitig gewachsen sind.[1]) Selbst mitten im Olivin tritt solch farbloser Pyroxen ohne irgend eine krystallographische Begrenzung auf. Der jüngere, bräunliche Augit (in der Figur punktiert) erscheint erst, nachdem der Olivin bereits zu wachsen aufgehört hat, und nach dessen Krystallisationsbeendigung hat er diesen noch überlappt. Ehemalige Hohlräume im Gestein verhalten sich gleich dem bei G. 2 Gesagten.

Fig. 1.



5. Gestein anstehend im basischen Tuff, nordwestlich Mt. Gemola 12(7)...[4½, 3½], fraglich, inwieweit mit Gestein 3, 4, 13, 10 zusammengehörig. Da die basischen Tuffe samt basischen und ehemals auch trachytischen Ergüssen auf schmierigen, lettigen Tertiärmergeln aufruhen, also auf einem zu Verrutschungen neigenden Material, tatsächlich auch überall in dem gerade in Rede stehenden Gebiet Zeichen von Verrutschungen vorhanden sind, ferner die Tertiärmergel daselbst

[1]) Die Beobachtung stimmt mit Vogts Experimenten gut überein, wonach die Ausscheidung: Olivin, Augit oder Augit, Olivin abhängt von dem Mengenverhältnis der beiden Komponenten; hingegen behaupten mit Unrecht manche Petrographen das jederzeitige Vorangehen des Olivin in der Ausscheidungsfolge und auch Freis (N. Jahrb. f. Min., Bl.-Bd. XXIII, 43) schließt sich dem auf Grund von Experimenten an. — Unsere obige Beobachtung bestätigt in den Euganeen aber noch die Gruppe der Basalte mit zweierlei Augit, wo Olivin fast regelmäßig in der Grundmasse erscheint und vielleicht auch eine vor kurzem publizierte Beobachtung Hibschs (Einschluß von Augit in Olivin), d. M., XXIV, 279.

nach West, also talwärts einfallen, so ist ein großer Teil des fraglichen Terrains sicher zerrüttet und es also wahrscheinlich, daß der Zusammenhang eines ehemaligen einheitlichen Gesteinskörpers vielfach aufgehoben ist.

Das vorliegende Gestein ist mattschwarz, durchzogen von Häuten und hanfkorngroßen Mandeln von Carbonat, von hypokrystallinischer bis vitrophyrischer Struktur mit zahlreichen Einsprenglingen von Olivin, Augit und Magnetit.

Olivin manchmal bis 3 *mm* große Pseudomorphosen = dem G. 1, auch die Umwandlungsprodukte, nur ist schon viel mehr Carbonat vorhanden.

Augit meist 1 *mm* große, ausnahmsweise größere, in der Regel glomeroporphyrisch vereinigte Krystalle, sonst = G. 1. Auffallend ist ein rahmenartiges Augitindividuum von fast 3 *mm* Größe (das Interferenzbild des Schnittes läßt bei der abgebildeten Stellung nach entsprechender Wahl der Richtung die Mittellinie γ 30° von der Mitte rechts unten austreten, daher die scharfen Spaltrisse für $1\bar{1}0$), das im Innenraume erfüllt ist mit Glasmasse, Erzkryställchen, Augitmikrolithen anderer Orientierung als das Individuum, etwas vom Mineral Uα und Carbonat. An der Außenseite des Rahmens wie auch auf dessen Innenseite findet sich der gewöhnliche bräunliche Augit (von der Farbe 42 karmingrau s, Schliffdicke 35 μ), dazwischen farblose Pyroxensubstanz (in der Figur punktiert). Einzelne Augit-Gerüstbalken im Hohlraum des Individuums, die gleich orientiert mit ihm, also außerhalb des Schliffs im Zusammenhang waren, zeigen ebenfalls im Kern farblosen, außen bräunlichen Augit. Die Anlagerung gleicher Substanz am Außenrand eines Krystalles und aus Glaslagunen im Innern wurde an Plagioklas beobachtet zuerst von F. Graeff und Brauns[1]), auch in Plagioklasen von Ustica.[2]) Die oben besprochene Bildung deutet in unserem Falle mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit an, daß ehemals Hornblende vorhanden war, um die Augit gewachsen war, welche aber dann später völlig aufgeschmolzen wurde. Dieser Vorgang wird noch an späterer Stelle erörtert werden. — An geeigneten Pyroxenschnitten wurde bestimmt: $c\gamma(\upsilon > \rho)$ $49\frac{1}{2}° \ldots \bar{1}11$, $55° \ldots 100$ an einem bräunlichen Kryställchen. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — Unterschied der Brechungsexponenten der Anwachspyramiden kaum merkbar. — A. A. $\upsilon \geqq \rho$.

[1]) N. J. f. M. etc., 1893 I, 129.

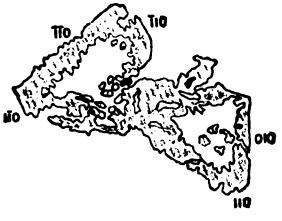
[2]) D. M., XXIII, 481.

— A. B. $\rho > \upsilon$. — An einem zonaren Schnitt mit fast farblosem Kern und bräunlicher Hülle ergab sich für den Kern $V_{(13\cdot5,\ 7\cdot4)} = 30\,^1/_2{}^0$, für die Hülle $V_{(7\cdot2,\ 7\cdot4)} = 31\,^1/_3{}^0$. Die Achse A wandert in diesem Falle in der Hülle um $7\,^1/_6{}^0$ von γ des Kerns weg, die Mittellinie um ungefähr gleich viel, was auch mit der geringeren Auslöschungsschiefe des Kerns gegenüber der Hülle übereinstimmt. Ein anderer zonarer Schnitt mit der Achse A zeigte noch stärkere Wanderung der Achse: 10^0 im gleichen Sinne wie oben. Ein anderer farbloser Kernpyroxen lieferte $V_{(3,\ 0)} = 25\cdot7^0$.

Magnetit in Kryställchen, wenige 0·01 *mm* groß.

Grundmasse aufgebaut aus Augitnädelchen = der Einsprenglingshülle, Magnetit in winzigsten Kryställchen und Skeletten, ebenso,

Fig. 2.



aber viel spärlicher, Titaneisen, sehr spärlich feinste Apatitnädelchen, selten auch Hornblendefäserchen als Augitfortwachsung. An vereinzelten Stellen des Schliffs treten winzigste, häufig gebogene Feldspattrichite oder Leistchen auf, wodurch der Übergang des Limburgits zu den limburgitischen Basalten dokumentiert wird.

Ausscheidungsfolge. Hornblende? Erze, Olivin und Augit gleichzeitig, sehr spät Plagioklas, Apatit und Hornblende. In Hohlräumen tritt wieder großenteils Mineral Uα auf, doch ist das Mineral in vielen Mandeln umgewandelt. Manchmal zeigen sich 4 Zonen, wobei alle ihre Faserrichtung $\perp$ zur Hohlwandung haben:

a) Schmale Zone, unmittelbar an der Hohlraumwand das Mineral Uα, Doppelbrechung etwa $^1/_3$ des Augit.

b) Etwas breitere Zone, α die Faserrichtung, Doppelbrechung jedoch $^1/_2$ des Augit.

c) Noch breitere Zone, γ Faserrichtung, Doppelbrechung $^1/_3$ des Augit.

d) Zone gleich breit wie *c*, α Faserrichtung, Doppelbrechung $^1/_3$ des Augit; also wahrscheinlich wiederum Uα.

Allen diesen Neubildungsprodukten kommt schwach grünlichgelbe Farbe zu, ohne sonderliche Farbenunterschiede der einzelnen Zonen. n für alle $<$ Canadabalsam.

6. Südlich Mt. Rusta C. Razz(a)...[4, — 4] tritt ein Ganggestein auf; unwahrscheinlicher ist die Deutung als Stromrest. Das Vorkommen liegt am Weg östlich eines Trachytganges.

Gestein bräunlichschwarz mit wenigen hanfkorngroßen Blasen und hypokrystallin-porphyrischer bis vitrophyrischer Struktur mit zahlreichen Olivin-, Augit- und Magnetiteinsprenglingen.

Olivin in 1 *mm* großen, bisweilen skelettförmigen Formen, einzeln und glomeroporphyrisch gehäuft wie in G. 1, völlig pseudomorphosiert in die unter G. 1 genannten Minerale, jedoch diese schon großenteils durch Carbonat verdrängt.

Augit in 1 *mm* großen, meist glomeroporphyrisch vereinigten Krystallen, oft auch zusammen mit Olivin = dem G. 1. Im Schliff findet sich ein $^1/_2$ *mm* großes rahmenförmiges Augitgebilde ähnlicher Natur wie das im vorangegangenen Gestein beschriebene. Der Schnitt ist nahe $\perp$ der c-Achse geführt, ist ein Zwilling und enthält im einheitlichen Innenraum globulitische braune Glasmasse, in der sich außer feinsten, wirr liegenden Hornblendefäserchen keine Mineralbildungen finden. An geeigneten Schnitten wurde bestimmt: Schnitt nahe $\perp \beta$ von bräunlichem Pyroxen mit Sanduhrstruktur $c\gamma(\upsilon > \rho)$ $51°...\bar{1}11$, $55°...100$. 100 etwas intensiver bräunlich als $\bar{1}11$, Unterschied der Brechungsexponenten kaum merklich. D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon \geq \rho$. — A. B. $\rho > \upsilon$. — Für einen schwach bräunlich gefärbten Schnitt $V_{(10{\cdot}8,\ 10{\cdot}8)} = 31\,^1/_2°$, für einen ähnlichen anderen Schnitt $V_{(18{\cdot}4,\ 3{\cdot}7)} = 32{\cdot}8°$. An einem zonaren Schnitt (Kern fast farblos, Hülle bräunlich) Wanderung der Achse B in der Hülle $4{\cdot}1°$ gegen γ des Kerns zu. Unterschied der Lage der Achse in den verschiedenen Anwachspyramiden kaum meßbar.

Magnetit in zahlreichen, bis $^1/_{10}$ *mm* großen Kryställchen und Gruppen.

Grundmasse bestehend aus Augitmikrolithen, Kryställchen und Skeletten von Magnetit und Titaneisen, letzteres in weit geringerer Menge, feinsten Hornblendefäserchen. Wiewohl diese Fäserchen sehr zart und meist nur 2 μ dick sind, fallen sie doch stets durch ihre verhältnismäßig deutliche Aufhellung des Gesichtsfeldes auf. Deswegen

wurde der Zweifel, ob nicht quergetroffene Biotittäfelchen vorlägen, die in den limburgitischen, besonders aber den augititischen Euganeengesteinen manchmal auftreten, durch öfteres Antreffen der Hornblendequerschnitte vermittels des Immersionssystems beseitigt, die dann stets zu zahlreichen beisammen liegen, entsprechend dem Querschnitt durch den auf die $\bar{1}11$ Augitfläche aufgewachsenen Haarschopf. Die Doppelbrechung dieser Hornblende muß eine ziemlich hohe sein; dies ist ja auch für basaltische Hornblende durch Descloizeaux bewiesen. Die Grundmasse enthält noch außer sehr spärlichen, überaus dünnen Apatitnädelchen und höchst seltenen Plagioklastrichiten viel Glas = dem G. 1. Die Mandelräume des Gesteins beherbergen das Mineral $U\alpha$ und Carbonat.

Ausscheidungsfolge: Hornblende? Erze, Olivin, Augit ziemlich gleichzeitig, sehr spät Apatit und Plagioklas, zum Schluß Hornblende. — Dazu ist zu bemerken, daß sich sehr häufig die lehrreiche Beobachtung machen läßt nicht nur an dem vorliegenden, sondern auch den früher besprochenen Gesteinen, daß von den als Einschlüsse auftretenden Magnetitkörnchen jene, welche im Zentrum der Augite — der Olivin enthält wegen seiner größeren Krystallisationskraft stets viel weniger Einschlüsse — vorkommen, zumeist klein und oft nur punktförmig sind, meist umgeben von einer völlig klaren oder schon Zersetzungsprodukte zeigenden Glaslagune, dagegen die zu äußerst gelagerten Magnetitkörnchen viel größer sind. Dies zeigt, daß Magnetit fast zu gleicher Zeit mit Pyroxen und dieser wieder durch den unzählige Male geführten Nachweis des Eingeschlossenseins im Olivin, wobei er infolge der geringeren Krystallisationskraft fast nie eine Begrenzung gegenüber dem Olivin zu behaupten vermag, daß er also gleichzeitig mit Olivin gewachsen ist. Diese merkwürdige gleichzeitige Auskrystallisation, die gegen die gewöhnliche Regel: zuerst Olivin, dann Pyroxen spricht, beweist, daß wir es in den Euganeenlimburgiten mit Magmen zu tun haben, die zum Großteil die Struktur eutektischer Gemische besitzen, also eutektischen Mischungen von Magnetit, Olivin und Pyroxen entsprechen. Diesen Magmen muß ein verhältnismäßig niedriger Erstarrungspunkt zu eigen sein. Während einige der besprochenen Limburgite überhaupt keinen Plagioklas, manchmal auch keinen Apatit aufweisen, also fast das reine ternäre Eutektikum darstellen, stellt sich bei anderen Vorkommnissen spurenweise Plagioklas ein, so den Übergang vermittelnd zu den bald

zu besprechenden limburgitischen Basalten. Die Dauer der Krystallisation der Komponenten ist eine etwas verschiedene. Olivin ist zwar sehr lange fortkrystallisiert, hat aber schon aufgehört sich auszuscheiden, als noch Augit fortwuchs. Dieser und Erze krystallisierten fast bis zum Schluß der Gesteinsverfestigung. Apatit und Plagioklas gehören der letzten Phase der Gesteinsverfestigung an. Dort, wo Hornblende vorhanden ist, ist sie ebenfalls als in der letzten Phase gebildet zu betrachten. — Fast allen bis jetzt besprochenen Vorkommnissen fehlen mit wenig Ausnahmen (auch Hornblende?) Einsprenglinge, von denen anzunehmen wäre, daß sie in besonders großer Rindentiefe gebildet seien, die Krystallisation scheint vielmehr erst knapp vor der Eruption, vielfach für manche kleinere Einsprenglinge auch erst nach ihr eingetreten zu sein. Dies machen die zahlreichen Glas- und Erzeinschlüsse im Pyroxen, das bisweilen skelettförmige Wachstum der Olivine, das häufige glomeroporphyrische Auftreten dieser Komponenten — eine beliebte Wachstumsform in Ruhe stehender Silikatschmelzen — hier also auf Deckenergüsse zurückzuführen, wahrscheinlich. Diese Laven müssen demnach auch mit ziemlich hoher Temperatur an die Erdoberfläche gequollen und einen sehr geringen Grad von Viskosität, z. T. infolge ihres niedrigen Erstarrungspunktes, besessen haben; dies zeigt sich auch an der glatten Auflagerung der Decken, wo das geologische Verbandverhältnis überhaupt erschlossen ist. — Ob alle die besprochenen Limburgite, die örtlich nicht weit auseinander liegen, einer oder mehreren Eruptionen angehören, ist wegen der bei G. 5 gemachten Bemerkungen nicht zu entscheiden, jedesfalls aber ist das eine sicher, daß sie nahe am Beginn der eruptiven Tätigkeit der Euganeen, die durch basische Tufferuptionen eingeleitet wurde, zu setzen sind.

7. Den eben besprochenen Gesteinen schließt sich eng an ein Limburgitvorkommen aus einem ganz anderen Teil der Euganeen: von Castelnovo. Das Gestein tritt auf in dem auf der Karte nicht eingezeichneten Graben westlich der Straßengabel von Castelnovo (südwestlich Kote 320).

Bräunlichschwarzes, sehr feinkörnig erscheinendes Gestein, hypokrystallinporphyrisch bis vitrophyrisch mit zahlreichen Olivin-, sehr wenig Augiteinsprenglingen von bedeutenderer Größe.

Olivin in bis 2 *mm* großen Formen ist scharf begrenzt wie in G. 1, mit sehr wenigen Spuren von frischer Olivinsubstanz, im übrigen

völlig pseudomorphosiert in $O\alpha$, $O\gamma$, Serpentin, welche drei Minerale eventuell schon wieder verdrängt sind durch Carbonat.

Augit nur in dem einen oder anderen Krystall 1 *mm* groß werdend, meist viel kleiner, von (100), (110), (010)—(100) mit etwas kleinerer Zentraldistanz, 010 öfters völlig fehlend, — $\bar{1}11$ begrenzt, in der Richtung der c-Achse viel länger als breit. — Erz- und Glaseinschlüsse häufig. — Kern bräunlich, Hülle intensiv bräunlichviolett. Sanduhrstruktur häufig. — An kleineren bräunlichen Krystallen wurde bestimmt: $c\gamma\,(\upsilon > \rho) = 52°$, bei einem anderen 55°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon \geqq \rho$. — A. B. $\rho \gtrdot \upsilon$. — An dem bräunlichen Hüllpyroxen $V_{(16{\cdot}5,\ 3{\cdot}3)} = 25^1/_2{}^0$. Wanderung der Achse A in einem zonaren Schnitt von schwach bräunlichem Kern und intensiv bräunlich-violetter Hülle $2^1/_2{}^0$ in der Hülle von γ des Kerns weg.

Magnetit in zahllosen Gruppen und Krystallen bis $^1/_{10}$ *mm*. Grundmasse bestehend aus Augitmikrolithen, Magnetit-Kryställchen und prächtigen Skeletten, in solchen auch das spärlicher vorhandene Titaneisen. Hornblende findet sich in sehr intensiver Ausbildung als lange Faserschöpfe an den Endflächen der Augite. Die Hornblende = der in den früher besprochenen Limburgiten. Spurenweise findet sich Apatit. Kaffeebraunes Glas ist in großer Menge vorhanden, $n \geqq$ Canadab. Ehemalige Hohlräume sind erfüllt mit Mineral $U\alpha$, seltener dessen weiteren höher doppelbrechenden Umwandlungsprodukten, öfters auch Carbonat.

Ausscheidungsfolge: Olivin und Erze, später Pyroxen. Pyroxen fast, Erze bis zum Schluß der Gesteinsverfestigung, bei dieser erst Apatit und Hornblende.

Als fremdartiger Einschluß erscheint ein $^1/_2$ *cm* großes Quarzkorn, welches vom Magma angefressen wurde, wobei die benachbarten Basen mit SiO_2 Pyroxen bildeten, der als Kranz von schwach bräunlichen Augitnädelchen rings um den in sonderbaren Formen korrodierten Quarz zieht. Zwischen Pyroxen und Quarz, der sehr viel Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse enthält, schaltet sich eine Glaszone. Unmittelbar an den Quarz reichen nur selten die Pyroxenkrystalle heran. Offenbar konnte sich das SiO_2-reiche Glas infolge des schützenden Kranzes nicht genügend mit dem benachbarten Magma durchmengen. Daß das Glas sehr SiO_2-reich ist, zeigt der Brechungsexponent, der viel niedriger ist als Canadabalsam, entsprechend dem reichlicheren Vorhandensein von SiO_2 im Gegensatz zum eigentlichen Gesteinsglas,

wo $n \geqq$ Canadab.[1]) An wenigen Stellen findet sich noch unmittelbar am Quarz ein äußerst zartes Krystallgenädel. Manches davon ist sicher monokliner Pyroxen, ob alles? (Siehe hiezu die Figur, die ein Stück des korrodierten Quarzes zeigt, umgeben von Glas [punktiert] und dieses wiederum von dem Porricinsaum; außerhalb desselben ist die Gesteinsgrundmasse zu denken.) Stellenweise zeigten sich in diesem Glas Umwandlungsprodukte des Minerals U α und der übrigen aus ihm hervorgehenden stärker doppelbrechenden Sphärokrystalle. Bei Anwendung des Immersionssystems beobachtet man im

Fig. 3.

Quarz außer Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen sehr lange dünne haarförmige Gebilde, deren manche stärker lichtbrechend als Quarz, manche schwächer sind, von der Auslöschung des Quarzes etwas verschiedene Auslöschung zeigen; genauere optische Ermittlungen waren infolge Überlagerung durch Quarz unmöglich. Die schwächer lichtbrechenden Haare, meist etwas gelblich gefärbt, zeigen im Inneren des öfteren federkielseelenähnliche Fäden und dürften zurückzuführen sein auf geradlinig angeordnete Flüssigkeits- und Gaseinschlüsse, denen das Magma entlang eingedrungen ist; einmal nämlich ließ sich in der Fortsetzung eines der schwächer lichtbrechenden Fäden eine Flüssigkeitsschnur bemerken; die stärker lichtbrechenden, farblosen, überaus dünnen Haare dürften ein Mineral sein.[2])

[1]) Abhängigkeit des Brechungsexponenten der Gesteinsgläser von ihrem Chemismus. D. M., XXIII, 549. Den reichlichen $Si O_2$-Gehalt in solchem Glas wies Bauer auf anderem Wege nach. N. J. f. Min. etc., 1891, II, 231.

[2]) Ähnliche Bildungen dürften auch Bauer vorgelegen sein. N. J. f. Min. etc., 1891, II, 231.

1b. Pacifische Limburgit-Basalte.

Gruppencharakteristik.

Von der vorhergehenden Gruppe sich durch regelmäßige, wenn auch geringe Entwicklung von Plagioklas in der Grundmasse unterscheidend.

Einzelvorkommnisse.

8. Südwestl. Mt. Gemola (der südlichen der beiden Koten (1) 17 . . . [—1·5, —7·5]) nördlich von dem Hause finden sich ohne klare geologische Verhältnisse Stücke des folgenden Gesteins:

Gestein von schwarzer Farbe mit bis 1 *cm* großen Mandeln voll Carbonat, auch mit Hohlräumen, mit hypokrystallinporphyrischer Struktur und zahlreichen Einsprenglingen von Olivin und Augit.

Olivin in bis $^1/_2$ *mm* großen, wohl begrenzten Krystallen von den Formen wie in G. 1, völlig pseudomorphosiert in Serpentin, Mineral $O\gamma$ und $O\alpha$, welch letzteres öfters große Achsenwinkel zeigt, ferner Delessit.

Augit in zwei Arten: *a)* Ziemlich viele grüne bis 1 *mm* große Einsprenglinge, meist korrodiert, mit wenig Glas und Erzeinschlüssen, in der c-Achse etwa $1^1/_2$—2mal so lang als breit, öfters mit bräunlichem Randpyroxen, dieser gleich dem der Grundmasse. Kern: α 13 grasgrün qu, β 13 grasgrün s, γ 10 gelbgrün r, Schl. d. 30 μ.

b) Zahlreiche im Kern fast farblose, in der Hülle bräunlichviolette Einsprenglinge bis 1 *mm* groß, von der Ausbildung wie die Augite der Limburgite in G. 1. Einschlüsse von Glas und Magnetit sind nicht selten, Sanduhrstruktur ist oft vorhanden.

An geeigneten Pyroxenschnitten wurde bestimmt: Der grüne Pyroxen ist stets stärker lichtbrechend als der farblose oder bräunliche Augit. Ein Schnitt nicht sehr gut $\perp\beta$ c γ ($\upsilon > \rho$) für den grünen Kern $51^1/_2{}^0$, eine folgende fast farblose Hülle 41°, die bräunliche Randpartie 47°, ein zweiter Schnitt ziemlich gut $\perp\beta$ in schwach grünlichem Kern 50°, der bräunlichen Hülle 45°. — D. d. D. für alle drei Pyroxene $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon \geqq \rho$ für alle drei Pyroxene, am deutlichsten für den grünen. — A. B. $\rho \gg \upsilon$, am deutlichsten für den bräunlichen Augit. — Für einen schwach bräunlichen Pyroxenschnitt $V_{(2\cdot7,\ 5\cdot5)} = 26^1/_2{}^0$, bei einem anderen — wegen großer Exzentrizität der Mittellinie bei Objektiv 9 Fueß — nicht sehr günstigen grünen Pyroxenschnitt $V_{(27\cdot5,\ 8)} = 36°$. An zonaren Schnitten: bei einem Schnitt mit

grünem Kern und bräunlicher Hülle wandert Achse A in der Hülle in $\bar{1}11 \ldots 9{\cdot}8^0$, in der Anwachspyramide 010 (diese im Schnitt schlecht ausgebildet) $3{\cdot}8^0$ zu γ des Kerns. Bei einem zweiten ähnlichen Schnitt für $\bar{1}11 \ldots 11^2/_3{}^0$, für 010 ... $7^1/_2{}^0$ im gleichen Sinne. Ein Schnitt mit farblosem Kern und bräunlicher Hülle läßt Achse B in der Hülle $4^5/_6{}^0$ gegen γ des Kerns wandern; Unterschied in den einzelnen Anwachspyramiden kaum meßbar. Bei diesem letzten Schnitt sieht man, daß der bräunliche und farblose Pyroxen sich auch hier so wie die Augite in den Limburgiten verhalten. Aus alldem ersieht man, daß bräunlicher und farbloser Augit zwar ziemlich gleich große Achsenwinkel besitzen, wie des öfteren in den Limburgiten gezeigt wurde, daß aber Achse A und Achse B gleichsinnig, und zwar um ungefähr gleich viel wandern, was sich auch in der geringeren Größe $c\gamma$ des farblosen gegenüber dem bräunlichen Pyroxen verrät. Dagegen wandern die Achsen von grünem und bräunlichem Pyroxen ungleichsinnig, der Achsenwinkel des grünen ist viel größer, dagegen die Auslöschungsschiefe wenig verschieden.

In manchen Pyroxenschnitten zeigt sich im Zentrum ein Haufwerk von Erzkörnern, das durchsetzt ist von einem zarten, gleichorientierten Augitgerüst, außen eine klare Hülle: offenbar Hornblenderesorptionen.

Fremdartige Einschlüsse finden sich mehrere im Schliff. So ein 1 *mm* großes Quarzkorn mit schmaler Augitumrandung; die Glaszone ist hier ebenfalls sehr schmal, die Mikrolithen des Pyroxenkranzes reichen meist bis zum Quarz heran; das Magma hat hier offenbar nicht so lange eingewirkt als bei Gestein 7. — Ferner ein $^1/_2$ *mm* großes Korn von vermutlichem Cordierit [farblos, Lichtbrechung relativ bestimmt durch Beziehung auf eine zwischen dem Mineral und einen außerhalb liegenden Plagioklas befindliche Glaszone, nicht viel verschieden von dem äußeren Plagioklas (Labrador), zweiachsig, (—), Achsenwinkel groß, Doppelbrechung von Feldspat nicht sehr verschieden]. Das Gebilde ist durchzogen von Magmaschläuchen, in denen Spinell-Körnchen und -Kryställchen in großer Zahl entwickelt sind, ferner ganz im Innern ein Mineral, büschelig gehäuft, in wenigen Säulchen, das als Sillimanit[1]) gedeutet wurde

[1]) Siehe hiezu: Morozewics, d. M., XVIII, 26. Sillimanit entsteht leicht beim Erhitzen des Disthen, Andalusit etc. (Wernadski).

(Spaltrisse in der Längserstreckung, mit allem Anschein nach rhombischem Querschnitt, gerader Auslöschung, γ in der Längsrichtung, alle Schnitte zeigen im Interferenzbild eine fast symmetrisch das Gesichtsfeld teilende Barre, einmal lag die 1. (+) Mittellinie im Gesichtsfeld nahe am Rand, wobei sich ein geringes Öffnen des schwarzen Kreuzes bemerken ließ, immer lag die Richtung der 1. Mittellinie in der Längserstreckung, Lichtbrechung etwa pyroxengleich, Doppelbrechung wegen der zu kleinen Dimensionen und Überlagerung unsicher, jedoch wohl auch ziemlich sicher augitgleich). Am Außenrande des Fremdlings erscheint ein Plagioklasmikrolithenkranz = dem Plagioklas des Gesteins. Aus dem allen erkennt man weitgehende Dissoziation bei der Aufschmelzung des Fremdlings. Lehrreich ist, daß entsprechend den Gesetzen der Sillimanit- und Spinellbildung (s. h. Morozewics l. c.) aus der tonerdereichen Schmelze ganz im Innern nur Sillimanit erscheint, ferner auch, daß die Spinellkörnchen im inneren Teil des Fremdminerals schwach grünlichgelb bis fast farblos, also Tonerde-Magnesiaspinelle sind, während weiter außen, wo eine Einwanderung der chemischen Bestandteile des Magmas leichter war, die Kryställchen dunkelgrün bis fast undurchsichtig werden[1]), was Eintritt von Fe andeutet.

Für das vorliegende Gebilde war demnach auch eine Dissoziation in die Komponenten des Spinells vorhanden, eine Anschauung, die Dölter und seine Schüler vertreten, so z. B. Vučnik[2]), andererseits aber gilt wohl sicher der Standpunkt Bröggers und Vogts[3]) in nicht unerheblichem Maße, daß großenteils die Moleküle der Komponenten in der Schmelze als gelöst zu denken sind, wofür bei unseren Euganeengesteinen die meist verhältnismäßig geringe Variabilität der chemischen Konstitution (erschlossen aus den optischen Eigenschaften) beispielsweise der Olivine und der Augite in den verschiedensten Gesteinen spricht.

Ein anderes Aggregat, das auf Resorption deutet, enthält ebenfalls Spinelle, ferner Augitmikrolithe und viel Carbonat, das wohl an Stelle von leicht zerstörbarem Glas getreten sein mochte. — Ein drittes 1 *mm* großes Gebilde enthält neben zahlreichen Spinellkryställ-

---

[1]) Siehe hiezu Morozewics, d. M. l. c. 67.

[2]) Zentralblt. f. Min. etc., 1904.

[3]) D. M., XXIV, 476.

chen Plagioklasleistchen = denen der Gesteinsgrundmasse in aggregatpolarisierendem Glas.

Grundmasse aufgebaut aus Augitnädelchen, Plagioklasleistchen, seltener breiter als 20 μ,

	⊥ MP	Kern	An	Rand	An
a	1	30°	54%	—	31%
	1′	29°		16°	
b		30°	55%	—	—

— Zonarstruktur allmählich verlaufend —, ferner Magnetit in Krystallen oder Krystallgruppen bis $^1/_{10}$ *mm*, eine zweite Generation in Skeletten, ebenso wenig Titaneisen, spärliche Apatitnädelchen, viel Hornblendefäserchen = denen der Limburgite und Biotitflimmerchen (gerade Auslöschung, α fast farblos, γ in der Längsrichtung tiefbraun, starke Doppelbrechung), gerne in der Nähe von Hohlräumen. Glas ist in ziemlicher Menge vorhanden, kaffeebraun, n fast gleich Canadab., oft schon entglast. In ehemaligen Hohlräumen tritt gern das Mineral U α auf, jedoch auch seine Umwandlungsprodukte.

Wahrscheinliche Ausscheidungsfolge: Hornblende? und grüner Pyroxen, dann Olivin und farbloser Pyroxen, ferner Magnetit, gleichzeitig Resorption der Hornblende, spät und nach Aufhören der Olivinausscheidung Plagioklas und Apatit, zum Schluß Hornblende und Glimmer.

9. Unter der Kirche an der Straße von Valle S. Giorgio di sott(o) ... [0·5, —3] steht anscheinend als Gang in Kreide an ein bräunliches Gestein mit erbsengroßen Mandeln, manche mit Carbonat erfüllt, manche mit bräunlichen Umwandlungsprodukten.

Das Gestein ist hypokrystallinporphyrisch struiert, die Einsprenglinge von Olivin und Augit zwar zahlreich, aber unscheinbar.

Olivin selten bis $^1/_2$ *mm* groß, krystallographisch wie in den Limburgiten gut begrenzt, ist völlig pseudomorphosiert in die Produkte des G. 1, zum Teil auch in limonitische Massen.

Augit mit Ausnahme des einen oder anderen grünlichen Kernkrystalls ist in zahlreichen bis $^1/_2$ *mm* großen Krystallen ähnlich ausgebildet wie im vorher besprochenen Gestein mit fast farblosem Kern und violettbräunlicher Hülle, bei den kleinen Krystallen mit Sanduhrstruktur. An einem Schnitt nahe ⊥ β von bräunlichem Pyroxen mit Sanduhrstruktur wurde bestimmt $c\gamma\,(\upsilon > \rho)\,51° \ldots \bar{1}11, 56° \ldots$

100; 100 intensiver bräunlich gefärbt; Unterschied der Brechungsexponenten kaum merklich. An anderen Schnitten bräunlichen Pyroxens ohne deutliche Sanduhrstruktur $c\gamma$ 50°, 52°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — Für bräunlichen Augit A. A. $\upsilon \geq \rho$. — A. B. $\rho \gtrsim \upsilon$. — Für farblosen Kernpyroxen ergab sich $V_{(8\cdot2,\ 7\cdot6)} = 27°$.

In einem zonaren Schnitt mit grünem Kern und bräunlicher Hülle wandert die Achse A um $14^5/_6°$ in der Hülle gegen γ des Kerns zu.

Grundmasse bestehend aus Augitmikrolithen, Plagioklasleistchen, wenige 0·01 *mm* breit.

$\perp$ MP 1 30

1′ 32. Optischer Charakter (+), also Labrador von zirka 55% An. Zonarstruktur in der Regel vorhanden, allmählich verlaufend, und die Hülle saurer werdend. Magnetitkryställchen und spärliches Titaneisen, auch Apatitnädelchen in wenig licht gefärbtem Glas bilden ferner die Grundmasse. Auch in diesem Gestein findet sich ein Quarzkörnchen mit Augitkranz.

Ehemalige Hohlräume sind erfüllt mit dem Mineral U α und dessen Umwandlungsprodukten. Häufig ist alles zersetzt und eine limonitische Masse übriggeblieben. Manchmal scheint aber auch U α nicht vorhanden gewesen zu sein, sondern eine homogene, aggregatpolarisierende braune Masse, die hin und wieder am Hohlraumrande mehrere Zonen zeigt: unmittelbar am Gestein ansitzend eine bräunliche limonitische Masse, meist als Halbkugel entwickelt, ringsherum eine stellenweise homogene schmale Zone, von der bestimmt werden konnte: einachsig (—), Doppelbrechung etwa zweimal der des Plagioklases, n < Canadabalsam, also ein Mineral nahe verwandt Uα. Dieser Zone schließt sich eine Faserzone mit γ in der Faserrichtung an, welcher noch eine andere Zone mit α in der Längsrichtung folgt. Doppelbrechung bei letzteren beiden Mineralen = U α. Alle diese Produkte sind < als Canadabalsam; doch wird die Erscheinung der Lichtlinie ähnlich wie in G. 2 gestört durch stellenweise eingedrungenen limonitischen Saft, der infolge seiner ziemlich starken Lichtbrechung dann seine Lichtlinie zur Geltung bringt, wodurch regelmäßig zwei Lichtlinien entstehen gleich jener Erscheinung, die öfters bei der Bestimmung von Plagioklasen und angrenzendem Quarz — ohne daß man irgendeine Mineralneubildung gewahrt — sich in unliebsamer Weise geltend macht und bisweilen eine Be-

stimmung völlig vereitelt. Dort wie hier sind es die verschiedenen Brechungsexponenten der infiltrierten Lösungen und der beiden Versuchsobjekte, die die Lichtlinienphänomene stören. — Alle oben besprochenen Umbildungsprodukte sind stellenweise völlig verdrängt durch Carbonat.

10. Nordwestlich von Mt. Gemola Kote 12(7) . . . [4,3] im Graben findet sich ein Gestein, dessen geologischer Verband mit den dort vorkommenden Limburgiten nicht genügend klar ist. Es unterscheidet sich von all den dort vorkommenden Proben durch eine reichliche Plagioklasmikrolithenentwicklung in der Grundmasse, die dort gar nicht oder höchst spurenhaft entwickelt ist. Dagegen ist das Mengenverhältnis von Olivin und Augit und ihre Ausbildung völlig gleich der in den Limburgiten. Daher hätte sich die Besprechung dieses Gesteins unmittelbar der der Limburgite anschließen sollen; der Einheitlichkeit des geographischen Moments wurde jedoch der Vorzug gegeben.

Gestein schwärzlich, von hypokrystallinporphyrischer Struktur mit zahlreichen Einsprenglingen von Olivin, Augit und Magnetit.

Olivin zahlreich in bis $^1/_2$ *mm* großen krystallographisch gut begrenzten Individuen = G. 1, häufig auch Skelettformen, jedoch schon völlig pseudomorphosiert = G. 1. Am Olivin zeigt sich besonders schön bei diesem Gestein (auch sonst bei vielen anderen Euganeengesteinen) die zuerst von Streng [1]) beschriebene Parallelverwachsung mit Titaneisen, die Täfelchen dabei weit ins Gestein hineinreichend und als Ansatz dienend für wieder andere Ilmenittäfelchen, so Gitter bildend, indem alle des öfteren $\perp$ zueinander stehen.

Augit gern in glomeroporphyrischer Ausbildung, die Krystalle selten mehr als $^1/_2$ *mm* groß, im übrigen völlig gleich dem in G. 1 beschriebenen Augit. Bestimmungen an geeigneten Schnitten: Ein Schnitt mit fast farblosem Kern $c\,\gamma\ (\upsilon > \rho)\ 40°$, für die bräunliche Hülle 49°. Für einen bräunlichen sanduhrstruierten Schnitt $c\,\gamma$ 46° . . . $\bar{1}11$, 54° . . . 100. Dabei etwas stärkere Doppelbrechung für $\bar{1}11$: orange II. Ordnung, für 100 gelb II. Ordnung. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon = \rho$. — A. B. $\rho \gtrless \upsilon$. — In einem zonaren Schnitt mit fast farblosem Kern und bräunlicher Hülle: für den Kern $V_{(11{\cdot}17,\ 4{\cdot}5)} = 28^5/_6°$, für die Hülle $V_{(3,\ 4{\cdot}5)} = 28^1/_2°$. Wanderung der

[1]) N. J. f. Min. etc., 1880, II, 198, ferner d. M., XXIII, 490.

Achse A hierbei in der Hülle $7^5/_6{}^0$ von γ des Kerns weg, in anderen zonaren Schnitten wandert Achse A $5{\cdot}4^0$ gleichsinnig wie oben ($\bar{1}11$ Anwachspyramide war nur vorhanden). Achse B in einem ähnlichen Schnitt wandert 6^0 in der Hülle zu γ des Kerns.

Magnetit in selten $^1/_{10}$ *mm* erreichenden Gruppen.

Grundmasse bestehend aus Augitmikrolithen, Plagioklasleistchen, wenige $0{\cdot}01$ *mm* breit,

	⊥MP	Kern	An	Rand	An
a		32^0	58%	—	—
b	1	30^0	55%	schmal	—
	1′	30			
‖	M	— 20^0	58%	$+3^0$	25%

— Zonarstruktur allmählich verlaufend —, ferner Magnetit und viel weniger Titaneisen in Kryställchen und Skeletten, langen zarten Nädelchen von Apatit und in nicht unbeträchtlicher Menge dünnen Mikrolithen von Hornblende als Fortwachsung der Augite = der der Limburgite. Spärlich treten auch Biotitkryställchen auf. Bräunliches Glas $\geqq$ Canadabalsam ist nicht gerade wenig vorhanden.

In ehemaligen Hohlräumen tritt wieder Mineral Uα auf. Hier läßt sich die Höhe der Doppelbrechung durch Beziehung auf Plagioklas mit größerer Genauigkeit angeben: = der des Plagioklases. Zum einwandfreien Vergleich ist wegen der grünlichgelben Eigenfarbe (9 gelb-grün u-v Sch. d. 30 μ) von Uα das Gypsblättchen vom Rot I. Ordnung ratsam. Um zu erkunden, daß es sich bei dem stets inselartigen Auftreten der Sphärokrystallgruppen von Uα hier sowohl wie auch bei den anderen limburgitischen Gesteinen nicht etwa um Glaslagunen, sondern Ausfüllungen von Hohlräumen handle, wurden besonders die Linien der Hohlraumsgrenzen genauer untersucht. Häufig zeigten sich da in das Mineral Uα ragende größere Kryställchen von Augit, Plagioklas, selten Hornblendespieße, Magnetit, diese letzteren gern auf den anderen Kryställchen reitend. Des öfteren ließ sich beobachten, daß solche Nädelchen im Uα-Raume schmäler seien als im Gesteinsgewebe, entsprechend noch länger andauerndem Wachstum der Kryställchen innerhalb des Magmas nach bereits erfolgter Herausdrängung des einen Krystallendes in den Hohlraum, ferner ließ die Zonarstruktur von Plagioklasleistchen wiederholt infolge derselben Umstände im Gesteinsgewebe eine etwas saurere Außenhülle erkennen als die äußerste Hüllpartie des

Kryställchens innerhalb des Minerals Uα, Schleppungserscheinungen anderer kleiner Mikrolithe rings um solche größere in Uα hinausgesparrte Kryställchen ließen sich auch verfolgen. Den Uα-Partien fehlen gänzlich jene winzigsten Skelett- und Globulitenbildungen, die überall in reichlichster Menge im Grundmasseglase auftreten. Ferner zeigen manche Mandeln statt einer völligen Ausfüllung durch Uα dieses nur am Rand des ehemaligen Hohlraumes, während in der Mitte Carbonat auftritt. Aus alldem ist also Uα als Neubildungsprodukt aufzufassen, vornehmlich enthaltend die aus dem Olivin, zum Teil auch Glas gelösten und wieder abgesetzten Substanzen; die Lichtbrechung ist jedenfalls deswegen so niedrig, weil Uα viel Wasser enthalten dürfte, das das spezifische Brechungsvermögen stark herabsetzt. — Die in Uα ragenden Kryställchen stellen demnach nichts anderes dar als die bei der noch anhaltenden fließenden Bewegung der Lava in die Hohlräume gespießten Gebilde. Solche frei in Hohlräume ragende Kryställchen hat beispielsweise in sehr schöner Entwicklung Streng beobachtet am Dolerit von Londorf.[1]) Außer dem Mineral Uα finden sich noch spärlich seine Umwandlungsprodukte in Hohlräumen, ferner Carbonat.

Ausscheidungsfolge: Olivin, Erze, Augit ziemlich gleichzeitig, erst spät Apatit und Plagioklas. Zum Schluß Hornblende und Biotit.

11. Südlich Mt. Rusta C. Razz(a) . . . [5, — $4^1/_2$] in unmittelbarem Kontakt mit einem hangenden Trachytvorkommen tritt ohne klare sonstige geologische Verhältnisse ein Gestein auf, nach seinem Strukturverhalten ein Gang- oder Stromgestein. Dasselbe steht den früher besprochenen Limburgiten zwar sehr nahe, unterscheidet sich aber von diesen durch grünen Kernpyroxen und Eintritt von Plagioklasmikrolithen.

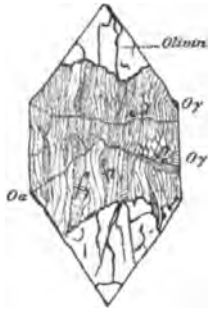
Gestein von schwarzer Farbe mit der einen oder anderen Blase voll Carbonat, seltener Zeolithspuren (Natrolith, Analcim) von hypokrystallinporphyrischer bis vitrophyrischer Struktur und zahlreichen Einsprenglingen von Olivin, Augit und Magnetit.

Olivin in 1 *mm* großen scharf begrenzten Individuen = G. 1, großenteils pseudomorphosiert in die drei Minerale von G. 1, jedoch ist, wenn es überhaupt Mineral Oα ist, dieses des öfteren ausgestattet mit großem (—) Achsenwinkel. Ob die gewöhnliche Einachsigkeit von

[1]) N. J. f. Min. etc., 1880, II.

$O\alpha$ nicht etwa durch Zwillingsbildung ähnlich den Chloriten zustande kommt, konnte nicht entschieden werden. Des öfteren finden sich aber auch Reste von frischem Olivin. Gar nicht selten beobachtet man an diesem Gestein wie auch bei andern, daß die Umwandlungsprodukte $O\alpha$ und $O\gamma$, vornehmlich aber $O\alpha \perp$ zur Längserstreckung in Blättchen (Delessit) zerfallen, wie es auch in der nebenstehenden Figur ersichtlich ist (Vergr. 120), in der eine Olivinpseudomorphose dargestellt ist, zum Teil mit frischer Olivinsubstanz, zum Teil mit $O\alpha$ und $O\gamma$, welche beide Minerale stellenweise durch die Schwingungsrichtungen gekennzeichnet sind. Aus der Figur ersieht man auch, daß die Umwandlungsprodukte keine homoaxe Pseudomorphose liefern.

Fig. 4.



Vergl. G. = 1. Zonarstruktur am Olivin konnte nach der von Sigmund und Becke[1]) aufgestellten Regel nirgends beobachtet werden. Obwohl eine ziemliche Zahl von sehr gut getroffenen Schnitten $\perp$ einer

[1]) Die fast vollständige Literatur über diesen Gegenstand siehe d. M., XXIII, 484; ferner H. Wiegel, Zentralbl. f. Min. etc., 1907, p. 372, woselbst aus der Farbe der Umwandlungsprodukte eine der Regel entgegengesetzte Zonarstruktur des Olivin hergeleitet wird. Dies ist nicht ratsam, da man oft genug beobachtet, daß solche Umwandlungsprodukte infolge ganz geringer Lösungsinfiltrationen einen völlig anderen Farbenton annehmen. In der zitierten Arbeit ist übrigens eine Interferenzfarbenänderung eines Schnittes angegeben, die das Gegenteil beweisen würde, p. 378. Zur einwandfreien Bestimmung der Zonarstruktur am Olivin bleibt sicherlich immer das Beste die Messung der Verschiebung der optischen Achsen oder die Änderung der Interferenzfarben an gut orientierten Schnitten. Bezüglich der Farbe des Umwandlungsproduktes und der verschiedenen Natur desselben infolge der wechselnden Agentien im Verlaufe der Gesteinszersetzung siehe übrigens noch bei G. 27, ferner bei G. 37 und bei G. 39. Siehe endlich W. Schottler, Abh. d. geol. Landesanst. Darmstadt, Bd. IV, H. 3.

Achse, also die für die Bestimmung des optischen Charakters empfindlichsten Schnitte, nach der von Becke[1]) schon seit einer Reihe von Jahren angegebenen Regel untersucht wurden, konnte eine sichere Krümmung, die einwandfrei für (+) oder (—) Charakter entschieden hätte, nicht konstatiert werden. Diese Beobachtung entspricht auch einer gelegentlich der Untersuchung des Zusammenhangs des Winkels der optischen Achsen mit der Menge des Forsterit — und Fayalithsilikats[2]) an sehr verschiedenartigen Gesteinen gemachten Erfahrung, daß eisenreiche Olivine sehr selten, fast immer aber solche auftreten, die (±) sind, d. h. zirka 10% des Fayalithsilikats enthalten. Wir hätten es also bei Olivin mit einer isomorphen Mischungsreihe zu tun, die keine vollständige ist. V. Pöschl[3]) kam im Dölterschen Institut durch Schmelzversuche, bei denen leider präzise optische Sicherstellungen nicht vorhanden sind, zu einem ganz gleichen Resultat.

Augit in bis 1 *mm* großen gut begrenzten Krystallen, einige wenige mit grünlichem Kern (α 13 grasgrün s, β 12 gelbgrün s, γ 12 gelbgrün t; Schl. d. 30 μ), dieser nicht so scharf abgesetzt von der Hülle wie bei G. 8 und 9, meist jedoch ist nur ein farbloser Kern vorhanden mit bräunlicher Hülle gleich den Augiten der Limburgite (Farbe der Hülle 42 karmingrau s), ebenso krystallographische Begrenzung = dem Augit von G. 1, ferner Einschlüsse, Sanduhrstruktur und Pleochroismus. Bestimmungen: Schnitt nahe $\perp \beta$ $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 53° für den grünlichen Kern, 50½° für die bräunliche Hülle; der bräunliche Augit etwas schwächer doppelbrechend (blau II. Ordnung) als der Kern (blaugrün II. Ordnung). Zwischen beiden Augiten ist keine scharfe Grenze und mag die — für die meisten ähnlichen Fälle in den Euganeengesteinen zwar nicht — hier aber wohl, von Graber[4]) vertretene Meinung, daß der farblose Pyroxen durch Kompensation des grünen und bräunlichen zustande kommt, berechtigt sein. Dies wurde bei dem vorliegenden Gestein in der Weise bewiesen, daß zwei Schnitte geprüft wurden, einer mit der Achse B im Interferenzbild, der andere mit der Achse A. Jener Schnitt, der B zeigte (die Achse allerdings am Rande), was für diese Frage ohne Belang ist, ließ unter selbstverständlicher Anwendung des Csapskiokulars beim Verschieben des Parallel-

[1]) Dasselbe Verfahren publizierte vor nicht langer Zeit auch F. Wright als neue Methode. Amer. Journ. Sc., 1905, 20, 285.

[2]) D. M., XV, 302.

[3]) D. M., XXIII, 452.

[4]) D. M., XXVI, 441.

schlittentisches eine sukzessive gleichsinnige Achsenverschiebung im Interferenzbild erkennen; diese müßte aber in der Weise auch eintreten, wenn grüner Pyroxen nebst dem farblosen und bräunlichen Augit der Limburgite vorläge, da ja dort B des farblosen Pyroxens auch von der Mittellinie γ fortwanderte von γ des Hüllpyroxens gerechnet; dagegen müßte die Achse A ein Hin- und Herhüpfen zeigen. An einem sehr günstigen Schnitt fast $\perp$ Achse A mit farbloser Hülle um grünen Pyroxen und ganz außen folgendem bräunlichen Randaugit trat dies nun nicht ein, sondern A verschob sich ganz sukzessive vom Kern zum Rand gegen die Mittellinie γ zu. — D. d. D. $\rho > \upsilon$ für alle Augite, ebenso A. A. $\upsilon \geqq \rho$. — A. B. $\rho \gg \upsilon$. — Für farblosen Kernpyroxen $V_{(7{\cdot}7,\ 1{\cdot}7)} = 27{\cdot}4^0$, für bräunlichen Hüllpyroxen $V_{(8{\cdot}7,\ 1{\cdot}7)} = 27{\cdot}2^0$, An zonaren Schnitten: Achse A wandert in der bräunlichen Hülle $2^2/_3{}^0$ für 010, 6^0 für $\bar{1}11$ näher an γ des grünlichen Kernpyroxens. Achse B wandert im bräunlichen Hüllpyroxen $5^5/_6{}^0$ für 001 und 110, $6^5/_6{}^0$ für 010 gegen γ des grünlichen Kernpyroxens. Dem grünen Kernaugit kommt also ein mindestens 10^0 größerer Achsenwinkel zu als den beiden anderen Pyroxenen.

Magnetit in bis $^1/_{10}$ *mm* großen Krystallen und Gruppen.

Hornblende dürfte auch vorhanden gewesen sein; dies bezeugen bis 1 *mm* große Magnetitaggregate, die einen klaren Rand von bräunlichviolettem Augit zeigen, im Innern ein stark verästeltes Gerüst von gleich orientiertem Augit. Der Augit hat also schon um die Hornblende zu wachsen begonnen, bevor sie resorbiert wurde. Ein Teil der Resorptionsprodukte muß aber auch auf grünen Pyroxen zurückgeführt werden. Siehe hierzu Abbildung bei G. 58.

Als Fremdlinge erscheinen im Gestein das eine oder andere Quarzkorn, stark korrodiert mit Glasrand und Augitkränzen; in einem Falle zeigt die Grenze des Quarzes gegen das Glas einen förmlichen Wimperkranz (ob Mineralbildung?).

Die Grundmasse enthält vorwiegend Augitmikrolithen, sehr wenig Olivin, mäßig viel Magnetit, Titaneisen kaum $^1/_5$ so viel als Magnetit, beide in Kryställchen, Skeletten und Globuliten, ferner bis 0·01 *mm* breite Plagioklasleistchen.

$\perp$ MP	Kern	An	Rand	An
a	27	50%	10	27%
b	34	60%	17	31%

— Zonarstruktur allmählich verlaufend —.

Hornblende ist ziemlich viel in feinsten Nädelchen vorhanden, als Haarschöpfe an Pyroxen angewachsen, an Titaneisen oder aber freiliegend. Häufig sind die als Gitter erscheinenden Haarschöpfe miteinander aufs innigste verschränkt, ohne Biegungs- oder Brechungserscheinungen zu zeigen, so daß man die Überzeugung gewinnen muß, daß das Magma bei ihrem Wachstum keiner Bewegung mehr fähig war. Im konvergenten Licht waren Beobachtungen wegen der sehr zarten Stengel auch hier nicht möglich. Pleochroismus $\gamma > \beta > \alpha$ in braunen Tönen von fast farblos bis dunkelbraun; $c\gamma$ 0—9° nach der gleichen Seite wie γ des Augit. In der Grundmasse erscheint hin und wieder auch etwas Biotit. Glas von lichtbräunlicher Farbe, manchmal fast ganz farblos, ist ziemlich viel vorhanden. n = Canadab. An mit Carbonat, stellenweise Zeolithspuren, auch etwas chloritischer Substanz erfüllte ehemalige Blasenräume legen sich sehr gern parallel den Wandungen Biotitschüppchen an.

12. Nördlich von Cinto Kote (71) ... [2, 2] findet sich in Tertiärmergeln ein wenig mächtiger Gang, von dem im Weg Lesestücke herumliegen.

Das schwarze Gestein ist hypokrystallinporphyrisch bis vitrophyrisch, zeigt zahlreiche Einsprenglinge von Olivin, Augit und Magnetit, schließt sich den Limburgiten ziemlich enge an und ist außerordentlich ähnlich dem vorher besprochenen Gestein, nur hat es etwas mehr Biotitschüppchen und weniger Hornblende in der Grundmasse.

Olivin in $1^1/_2$ *mm* großen Krystallen, oft etwas korrodiert, oft aber auch sehr gut begrenzt, vom Aussehen des Olivin in G. 1, zeigt in den noch vorhandenen unveränderten Partien (±) Charakter. Zonarstruktur fehlend, jedoch konnte einmal die von Sigmund[1]) zuerst beschriebene Erscheinung des Frischbleibens des äußersten Randes beobachtet werden. Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse konnten des öfteren bemerkt werden. Der größte Teil des Olivin ist jedoch pseudomorphosiert in das Mineral Oγ, fraglich ob auch Oα, etwas Serpentin und Carbonat.

Augit in ziemlich vielen bis 1 *mm* großen grünen Kernkrystallen, die meist unregelmäßige Formen zeigen, hin und wieder korrodiert und von einem Saum von Magnetitkryställchen umgeben sind,

[1]) D. M., XVI, 353 und XXIII, 486.

wobei man den zackigen Korrosionssaum sehr gut des öfteren beobachten kann, ganz ähnlich der Hornblende. In der Richtung der c-Achse ist er in der Regel doppelt bis $1^1/_2$mal so lang als breit. Pleochroismus α 13 grasgrün r, β 12 gelbgrün t, γ 11 gelbgrün t. Sch. d. 28 μ. Vornehmlich ist aber im Gestein entwickelt fast farbloser oder schwach bräunlicher Augit im Kern der Krystalle und etwas intensiver bräunlich-violetter Pyroxen als Hülle = G. 1. Im Augit finden sich des öfteren Einschlüsse von Erzen, selten auch Apatit. Bestimmungen: Für einen Schnitt nahe $\perp \beta$ von schwach grünlichem Kernpyroxen $c\gamma$ für ρ $47^1/_2{}^0$, für Na lieferte das Präparat einen Gangunterschied von einer halben Wellenlänge, daher?, für υ 48°. Für schwach bräunlichen Kernpyroxen $c\gamma(\upsilon > \rho)$ 47°, für die stärker bräunliche Hülle 52°. — D. d. D. für alle Augite $\rho > \upsilon$; für grünen Kernpyroxen für $(\gamma - \alpha) = 0{\cdot}026$, für die bräunliche Hülle $\gamma - \alpha$ für ρ und Na = 0·025, für $\upsilon = 0{\cdot}024$. — A. A. $\upsilon \geqq \rho$. — A. B. $\rho \gtrsim \upsilon$. — An einem grünen Kernpyroxen für die Achse B (Na 0° 49′ v. d. M.; Mittell. auf der entgeg. S.) ρ 0 — Na 0 — υ 2° 41. — An einem Schnitt mit farblosem Kern und bräunlicher Hülle $V_{(11{\cdot}8,\,4)} = 27^5/_6{}^0$ für den Kern, $V_{(20{\cdot}3,\,4)} = 30°$ für die Hülle. Die Achse B wandert hierbei in der Hülle $6^1/_2{}^0$ gegen γ des Kerns. Ein anderer ähnlicher Schnitt $V_{(17{\cdot}2,\,4{\cdot}5)} = 28^1/_2{}^0$ im Kern, in der Hülle wandert die Achse B in diesem Falle um $3^1/_2{}^0$ gleichsinnig wie oben (Unterschied der Achsenlage in den einzelnen Anwachspyramiden gering). — An einem Schnitt von schwach grünlichem Kern und bräunlicher Hülle wandert die Achse B in der Hülle um $5^1/_2{}^0$ gegen γ des Kerns zu ohne sicherzustellenden Unterschied in den Anwachspyramiden, an einem anderen Schnitt mit dunkler grünem Kern 5·2° für 010, 8° für 100 und 110. Ein Schnitt mit der Achse A von grünlichem Kern und bräunlicher Hülle ließ A wandern um 4·5° in der Hülle gegen γ des Kerns zu in $\bar{1}11$; 010 ist nicht genügend ausgebildet.

Magnetit in Kryställchen und Gruppen bis $^1/_{10}$ *mm*.

Von den im Innern mancher Augitkrystalle befindlichen Magnetithaufen dürften manche auch von Hornblende stammen. — Das eine oder andere Aggregat von Spinell- und Pyroxenkryställchen deutet auf Resorption noch anderer Minerale, sicher war auch Plagioklas darunter.

Grundmasse bestehend aus Augitmikrolithen, Plagioklasleistchen, wenige 0·01 *mm* breit.

$\perp$ MP 30° . . . 55% An. Zu demselben Resultat führt auch das Maximum der Auslöschungsschiefe in symmetrisch getroffenen Albitlamellen; Zonarstruktur allmählich verlaufend, in der Hülle Oligoklas. Die Grundmasse besteht ferner aus Magnetitkryställchen in Skeletten, in der gleichen Weise, aber viel spärlicher tritt das Titaneisen auf — endlich aus zarten Apatitnädelchen, Hornblendefäserchen = der der vorigen Gesteine und winzigsten Biotitschüppchen = G. 11, gern || 100 des Pyroxen gewachsen und in der Richtung der c-Achse des Pyroxen stark verlängert. Glas ist in nicht unbeträchtlicher Menge vorhanden, oft fast farblos $\geqq$ Canadabalsam. Ausscheidungsfolge gleich dem vorangegangenen Gestein.

Über die

Bildung und Bestandfähigkeit der Hornblende

in Magmen handeln eine Menge von Arbeiten. Vor längerer Zeit hat F. Becke[1]) darüber eine eingehende Untersuchung angestellt, seitdem ist nichts wesentlich Neues über den Gegenstand gesagt worden. Fast allgemein ist die Meinung angenommen, daß Gegenwart von Wasser und hoher Druck zur Hornblendebildung nötig ist. Dies beweisen unzählige petrographische und experimentelle[2]) Beobachtungen. Schwierigkeiten macht nur das Auftreten der Hornblende in der Grundmasse, um so mehr, da häufig Hornblende resorbiert wurde, in der Grundmasse sich aber von neuem ausschied. (Beispiele siehe bei F. Becke.) Becke hat für diesen Fall die Meinung ausgesprochen, daß möglicherweise nachträgliche Durchgasung des Magmas oder der bis zum Schluß in einer größeren Magmamasse auf höherem Niveau erhaltene Druck die Ursache sein könnte. Eine solche nachträgliche Durchgasung einer Lavamasse in zum Teil noch magmatischem Zustand ist nun einigermaßen schwierig, weniger eine Veränderung des Druckes durch bloße Niveauverschiebung, etwa durch Anschwellen einer Lavamasse. Eine nachträgliche Durchgasung würde wohl auch kaum anders als lokal zur Geltung kommen. Nun sehen wir aber allgemein

---

[1]) D. M., XVI, 327; daselbst auch die übrige Literatur. Ferner C. Dölter, d. M., XXV, 88.

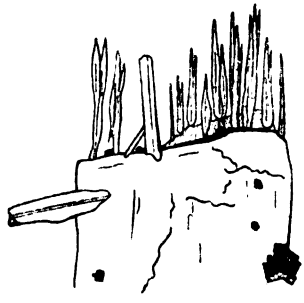
[2]) Dafür spricht auch die künstliche Darstellung der Hornblende auf wässerigem Wege (Chrustschoff, N. J. f. Min. etc., 1891, II, 86). Dölter glaubt auf Grund zahlreicher Experimente, daß die Temperatur von hohem Einfluß auf die Hornblendebildung sei. Synthetische Studien (N. J. f. Min. etc., 1897, II).

in den Euganeenlimburgiten und limburgitischen Basalten, die Ströme, Decken oder Gänge bilden, Hornblende in der Grundmasse auftreten, in manchen Fällen war solche mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit, ganz sicher in den etwas später zu besprechenden Augititen als ursprünglicher Einsprengling vorhanden, der der Korrosion zum Opfer fiel. Die Ursachen der Hornblendebildung müssen also im allgemeinen für unsere Fälle im Magma und dessen physikalischen Bedingungen der Erstarrung gelegen sein. Da das Magma im Anfang Hornblende gebildet hat, dann aber resorbierte, so kann der Gleichgewichtszustand zwischen dem ausgebildeten Hornblendekrystall und dem Magma, indem die Hornblende einerseits die Augitsubstanz, anderseits Magnetitsubstanz enthielt, kein sehr stabiler gewesen sein, es kann also außer den entweichenden Dämpfen am chemischen Bestand sich nicht viel geändert haben, ja selbst bis zum Schluß der Krystallisation sind die hornblendebildenden Atomgruppen von Fe (Magnetit findet sich bis zum Krystallisationsende im Glase), Mg (wird durch die spätere Hornblendebildung selbst bewiesen), Ca und eventuell Al (werden durch die sehr späte Entwicklung des Plagioklases angedeutet) in verfügbarer Menge vorhanden. Das Schwergewicht liegt demnach am H, das zur Hornblendebildung nötig ist, was sorgfältige Analysen denn auch stets bestätigen. Um nun der Lösung der Frage etwas näher zu kommen, wurde der präzise Zeitpunkt des Eintrittes der Hornblendebildung festgelegt. In den früher besprochenen Limburgiten erfolgte die Hornblendebildung ganz zum Schluß. Ganz besonders für diese Frage waren das eben besprochene und das vorangegangene Gestein wegen ihrer guten Auskrystallisation geeignet. Die Olivinbildung hörte viel früher auf als die Auskrystallisation des Augit, die Erze scheiden sich bis zum Schlusse aus, der Eintritt der Plagioklasausscheidung konnte in beiden Gesteinen ebenfalls genau fixiert werden: er beginnt in der Krystallisationsperiode des bräunlichen Hüllaugit. In diesen hinein ragen des öfteren die Plagioklasmikrolithe, nie in den farblosen, den grünen Augit oder den Olivin. Die Ausbildung der Hornblende nun beginnt sehr spät. Stets sitzt sie, wenn nicht nur in der Grundmasse, als Haarschopf auf der Endfläche des Augit oder den Flächen seiner Vertikalzone || gelagert; nie konnte mit Sicherheit ein Eindringen der Hornblendefasern in den Augit festgestellt werden, schien solches, so zeigte sich bei Anwendung stärkster Vergrößerung, daß Überlagerung

vorhanden war. Sehr schön zeigt dies beispielsweise die vorliegende Figur (Vergrößer. 170mal), an der man nicht nur beobachten kann, wie die Plagioklasmikrolithe (zwei Zwillinge) die äußerste Randzone des Augit spicken, sondern vornehmlich wie die Hornblendefäserchen auf den $\bar{1}11$ Flächen aufsitzen und nie in den Augitkörper hineinragen. Der abgebildete Krystall hat noch auf seiner Unterseite eine schmale vorspringende Leiste. Mit stärkster Vergrößerung sind dann solche anscheinende Widersprüche leicht zu lösen.

Die Hornblende krystallisierte demnach erst, nachdem aller Olivin und Augit, der größte Teil des Magnetit, Plagioklases und Apatites auskrystallisiert war. — Bekanntlich verschlucken nicht nur

Fig. 5.



Metalle beim Erhitzen Gase und Dämpfe[1]), die sie beim Abkühlen wieder abgeben, sondern auch die Magmen, die geschwängert mit Gasen zur Oberfläche treten.[2]) Diese geben den Überschuß von Dämpfen (auch Wasserdämpfen) etc. bei der Eruption ab für jene Temperatur, die die Lava in jenem Momente besitzt, viel davon ist aber auch noch in der Lava vorhanden, was sich beim weiteren Abkühlen durch beständige Dampfabgabe dokumentiert. Ob solche Wasserdämpfe etwa an einzelne Atomgruppen gebunden sind[3]),

[1]) Reyer, Physik der Eruptionen. (Wien 1877). Vogt, d. M., XXV, 411. Daselbst auch Angabe über Literatur.

[2]) Nach Brun sind unter den Gasexhalationen vornehmlich Chloride und nur wenig H_2O vertreten. Arch. d. scienc. phys. et nat., Genève 1905, 19, 439, 589. — 1906, Nov.

[3]) Arrhenius setzt sich für die chemische Bindung des Wassers ein (siehe hierzu Vogt, d. M., XXV, 411).

ist schwer zu sagen, oder ob sie nicht wahrscheinlicher im einfacheren Verbande der Lösung stehen. Jedenfalls aber ist es zum Entweichen nicht frei, noch auch so viel vorhanden, daß sich ungestört Hornblende bilden kann, vorhandener Amphibol wird daher infolge des Mangels an Gleichgewichtszustand resorbiert; die Hornblende braucht demnach einen beträchtlichen Wasser- oder H-Gehalt, der chemisch und physikalisch frei ist, oder, anders gesagt, der entweichen würde, wenn er nicht zwangsweise zurückgehalten würde. Dieser Zwangszustand ist naturgemäß unter dem hohen Drucke im Erdinnern vorhanden. — Verfolgen wir nun die eruptierte Lava bei ihrer Erstarrung, so wird sie fort und fort Wasser abgeben, sei es infolge des geringeren Lösungsvermögens beim Temperaturgefälle, sei es infolge Freiwerdens von H durch Zerfall der es enthaltenden Atomgruppen zu anderen, die auskrystallisieren, Blasen werden entstehen, die zur Oberfläche wandern bei geringem Viskositätsgrad, endlich wird die zunehmende Viskosität der Lava die Wanderung von Dampfblasen nicht mehr gestatten. H wird nun zwar noch immer frei, das bei geringerer Viskosität entweichen würde, dieses kann aber nicht mehr außer durch zufällige Risse fortwandern. Einen guten Nachweis für die Tendenz des Entweichens der Gase beim allmählichen Erkalten liefern die Obsidianströme mit oberflächlicher Bimssteinfacies, wie es von vielen Orten beschrieben wird; in tieferen Lagen vermag der Druck der darüber lastenden Magmamasse die Gase zurückzuhalten, so daß es zu keiner oder nur geringer Blasenbildung kommt, ferner liefern solche Nachweise die Brotkrustenbomben, die an ihrer Oberfläche rasch erstarrt dem noch plastischen Magma, das seine Gase entbindet, nicht standhalten kann, sondern unter Rißbildung birst.

Da nun bei unseren Limburgiten etc. die Hornblendebildung erst in einem Zeitpunkt eintritt, in dem Olivin, Augit völlig, weitaus der größte Teil der übrigen Komponenten auskrystallisiert ist, so befindet sich das Gestein in einem Zustand, der vom starren kaum mehr viel verschieden sein kann, zum mindesten etwa dem eines festen Asbestgewebes. Diesen fast starren Zustand beweisen ja auch das fast vollständige Fehlen von Verbiegungserscheinungen an den Hornblendefäserchen, die bei ihrer wenige 0·001 *mm* haltenden Dicke und ihrer gegenseitigen Verschränkung gewiß völlig demoliert worden wären.

Wenn auch die aus dem Magma auskrystallisierenden Komponenten ihr Volumen etwas verringern, so hält diese Volumverkleinerung doch nicht Schritt mit der Volumvergrößerung oder dem Streben darnach infolge der ursprünglich im Magma gelösten, durch die Auskrystallisation und Abkühlung aber frei werdenden Gase und Dämpfe.

Daher steht das freigewordene H dann bei obigem Zustand unter ähnlichen Verhältnissen, wie die primären im Erdinnern es waren, und die Mg-, Fe-, Ca-, Si-Gruppen vereinigen sich mit H (fraglich in welcher Form) zu dem für solche Verhältnisse stabilsten Mineral, der Hornblende, in der dann H ein geringeres Volum einnimmt. — Vielleicht sind ähnliche Überlegungen auch für die Tiefengesteine berechtigt, in denen Hornblende als jüngerer Gemengteil auftritt oder eine Umwandlung von Augit[1]) in sie eintritt, entsprechend einer Zunahme von freiem H bei der fortschreitenden Erstarrung. Dabei könnten auch noch H_2O aufnehmende Minerale (Glimmer) eine Rolle spielen und Ausnahmen von der Regel bilden (Eläolithsyenite).[2])

Anhang.

Übergangstypen.

Die folgenden vier Gesteine schließen sich zwar ziemlich enge an die Limburgitbasalte an, enthalten aber entweder etwas zu viel Plagioklas, oder aber sie sind in ihrem Gesamthabitus ähnlich anderen Typen, die später zur Besprechung gelangen, ohne daß sie aber ungezwungen mit ihnen vereinigt werden könnten. Die Gesteine sind angeordnet nach dem geographischen Moment.

13. Nordwestlich Mt. Gemola 12(7) . . . [3, 3] tritt im Graben das folgende Gestein auf ohne klare geologische Verhältnisse, nach der Struktur ein Strom — oder Ganggestein.

Gestein bräunlich, ziemlich stark zersetzt und mit Kalkspatmandeln und Carbonathäuten durchzogen, von hypokrystallinporphyrischer Struktur mit ziemlich vielen (jedoch bedeutend weniger als in den Limburgiten) Einsprenglingen von Olivin und Augit.

---

[1]) Becke, l. c. 328.

[2]) Becke, l. c. 329.

Olivin in nahe 1 *mm* großen, schlecht begrenzten Pseudomorphosen mit wenig chloritischer, vorwiegend erdiger Substanz und Carbonat. Einschlüsse von Pyroxen und Magnetit finden sich darin.

Augit meist in glomeroporphyrisch, daher nur einseitig gut begrenzten, vereinigten, bis 1 *mm* großen, Magnetit und Glas als Einschlüsse führenden Krystallen, krystallographische Begrenzung = G. 1. Der Kern enthält schwach bräunlich gefärbten, die Hülle bräunlich-violetten Augit. — Bestimmungen: Ein Schnitt nahe $\perp \beta$ mit hellbräunlichem Kern und deutlich gefärbter Hülle ergab: $c\gamma\ (\upsilon > \rho)$ 44° für den Kern, 50° für die Hülle, wobei allerdings nur 100 gut entwickelt war. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon = \rho$. — A. B. $\rho \gg \upsilon$. An einem zonaren Schnitt $V_{(3\cdot7,\ 9\cdot8)} = 27^1/_6°$ für den bräunlichen Kern, $V_{(5\cdot2,\ 9\cdot8)} = 25^2/_3°$ für die violettbräunliche Hülle.

Das Interferenzbild ließ bei der 1. Einstellung nur die eine Achse im Gesichtsfeld erkennen (A), während bei der 2. Einstellung (Hülle) diese zur Messung nicht brauchbar war, dafür aber die andere (B) hereingewandert kam. Ob A oder B vorliege, konnte wegen der Exzentrizität der Achsen infolge der gefälschten Dispersion an diesen selbst nicht entschieden werden, es war aber leicht, sie zu erkennen an der deutlich geneigten Dispersion der ziemlich in der Sagittalebene gelegenen Mittellinie, aus deren Charakter wegen der starken Dispersion von B sich die bei den früher besprochenen Augiten erkannte Regel bestätigte: in der Hülle Wanderung der Achse A von γ, der Achse B zu γ des Kerns.

Da die Mittellinie γ einmal rechts, einmal links der Sagittalebene lag, so verschob sie sich nach den obigen Werten um zirka 7° (scheinbarer Wert zirka 9°) in der Hülle weiter von der c-Achse weg als im Kern. Sowohl bei dem Augit des vorliegenden Gesteins als auch bei den bis jetzt besprochenen Limburgiten und Limburgitbasalten ließ sich eine scharfe Grenze bei den farblosen und bräunlichen Augiten, wenn sie zonar in einem Schnitte vereint auftraten, fast nie ziehen; die sukzessive Farbenänderung im || Licht und die etwas variablen Größen der Winkel beim Wandern der Achsen in zonaren Schnitten entsprechend verschiedenen Mischungsverhältnissen der beiden Augite deuten an, daß bräunlicher und farbloser Pyroxen eine ununterbrochene Mischungsreihe liefern.

Grundmasse bestehend aus Augitkryställchen und Körnern, Plagioklas in bis $^1/_{20}$ *mm* breiten Leistchen,

⊥ MP		Kern	An	Rand	An
a	1	32	58%	21	34%
	1′	31	—	21	—
b		31	58%	22	36%

— Zonarstruktur allmählich verlaufend — Magnetitkryställchen, sehr wenig Titaneisenflitterchen, ziemlich viel Apatitnädelchen, selten und nur sehr zart Hornblende als Fortwachsung des Augit in ehemals spärlich vorhandener, jetzt aggregatpolarisierender, großenteils in das Mineral U α umgewandelter Glasbasis. Das auch sonst sehr häufig auftretende Mineral U α ist sehr häufig in mehrere Zonen gegliedert mit wechselndem α und γ der Faserrichtung ohne nennenswerte Änderung der Doppelbrechung, seltener treten auf chloritisch-erdige Produkte.

Das eben besprochene Gestein bildet ein gutes Zwischenglied zwischen den limburgitähnlichsten limburgitischen Basalten und den später zu besprechenden Analcimiten.

14*a*. Nördlich Mt. Gemola Kote (2)71[1])...[0,10] liegt eine ziemlich umfangreiche Gesteinsdecke auf basischem Brockentuff; das Gestein ward früher eruptiert als der Limburgit G. 1, dessen Förderung noch eine Brockentufferuption voranging.

Das Gestein ist vor allen Euganeengesteinen, die hier zur Besprechung kommen, ausgezeichnet durch seine intensive Mandelstruktur und Mineralführung darin. Die Mandeln, die verschiedenste Größe — bis zu einigen Zentimetern — haben, sind großenteils mit Carbonat erfüllt. Auch gut krystallisierte Kalkspatindividuen bis $^1/_2$ *cm* Größe finden sich mit Vertikalprisma und Rhomboeder von halber Länge der Hauptachse. Die Rhomboederflächen zeigen oft schöne natürliche Ätzfiguren. Ein ferneres häufiges Mandelmineral ist Natrolith: dieser meist schon etwas zersetzt und trübe (bei Beginn der Zersetzung wird aus γ der Längsrichtung α und die Brechungsexponenten steigen um wenige Stellen der dritten Dezimale,

[1]) Aus diesem Gebiet: Sattel Mt. Gemola, Mt. Rusta, lag auch V. Zanolli l. c. ein Ganggestein vor, das er charakterisierte durch die Komponenten: Zonarer Labrador-Bytownit, bräunlichgrauen, meist kurz prismatischen, häufig in seladonitartige Produkte und Calcit zersetzten Augit c γ $43^1/_2{}^0$, viel Seladonit, Magnetit, Ilmenit, Calcit, Apatit und Glasbasis.

die Doppelbrechung sinkt). Analcim findet sich des öftern in farblosen, mehrere Millimeter großen Leucitoedern.[1])

Eine Abhängigkeit der Zeolithmandeln von Einschlüssen konnte in diesem Gestein, noch auch in G. 14b. nicht konstatiert werden, wie es nach Rosenbuschs Physiographie der Gesteine für manche Fälle sichergestellt oder wahrscheinlich gemacht wird, ferner von E. Becker.[2])

Das Gestein selbst zeigt schwarze bis schwarzbraune Farbe, hypokrystallinporphyrische Struktur und Augit, wenig Olivin als Einsprengling.

Augit in zahlreichen bis 1 *mm* großen, im Kern fast farblosen, manchmal schwach bräunlichen, auch schwach grünlichen (Schliffdicke 34 μ) Krystallen, die die gewöhnliche Begrenzung von (100), (110), (010), ($\bar{1}$11) zeigen, selten (100) mit kleinerer Zentraldistanz, in der Richtung der c-Achse meist gleich bis doppelt so lang als breit, einzeln oder glomeroporphyrisch gehäuft mit zahlreichen Glas- und Erzeinschlüssen, erstere großenteils durch Carbonat verdrängt. Bestimmungen: An einem Schnitt nahe $\perp \beta$ von schwachgrünem Kern und schwach bräunlicher Hülle $c\,\gamma\,(\upsilon > \rho)$ $48^1/_2$ für den Kern, $44^1/_2$ für die Hülle. D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon \geqq \rho$. — A. B. $\rho \gtrsim \upsilon$. — An schwach bräunlichem Pyroxen $V_{(9,\ 7{\cdot}7)} = 27^5/_6{}^0$.

Olivin in 1 *mm* großen, wenigen, ziemlich scharf begrenzten Formen mit Titaneisentäfelchen orientiert verwachsen, ist fast völlig in Carbonat umgewandelt.

Ein fremdartiger Plagioklaseinsprengling, 2 *mm* groß, $\measuredangle\, \omega = 126^0$ ... 25% An ist stark korrodiert.

Grundmasse besteht aus Pyroxen in Körnern und kurzen Krystallen, Plagioklas, zum großen Teil schon zersetzt und restierend die sauren Hüllen von 35% An abwärts, daher meist gerade Auslöschung. Orthoklas ist jedoch nicht vorhanden, da die Lichtbrechung $\geqq$ Canadabalsam. Weiters enthält die Grundmasse viel Magnetitkrystalle und -skelette und etwa halb so viel Titaneisen in gleicher Ausbildung, endlich wenig Apatit. Ehemaliges Glas ist zu schwach

---

[1]) Siehe hierzu auch: V. Zanolli (Di un nuovo giacimento die zeoliti nel gruppo montuoso degli Euganei. Riv. d. min. e crist. ital. Vol. XXVIII).

[2]) Der Roßbergbasalt bei Darmstadt und seine Zersetzungsprodukte. Frankfurt 1904, pag. 65.

grünlichem, wenig pleochroitischem ($\gamma > \alpha$) Delessit umgewandelt, dessen blättrige Rosetten nicht nur in der Grundmasse, den Olivinen, manchen Hohlraumwänden, sondern oft noch mitten im Carbonat als Inseln schwimmen. Die Oberfläche vieler solcher Delessitkugeln, manchmal auch Querzonen, nimmt eine stärker lichtbrechende, sonst dem Delessit ähnliche dünne Schichte ein. Dieses Gestein mit dem dreierlei Pyroxen und der schon ziemlich stark auftretenden Plagioklasentwicklung, dafür dem beginnenden Zurücktreten des Olivin, vermittelt den Übergang von den limburgitischen Basalten G. 8. u. G. 9. zu der Gruppe jener Basalte, die durch das Auftreten von farblosem und dunkelgrünem Pyroxen für die Euganeen so charakteristisch sind.

14 b. Dem vorangegangenen Gestein in jeder Beziehung gleich und nur durch die etwas andere Verwitterung und den fast fehlenden Zeolithgehalt verschieden findet sich an mehreren Stellen am Orte der Ziffern der Kote 153 (nordwestlich Mt. Gemola) und auch östlich und westlich davon ein bräunlichgraues, sehr feinkörnig erscheinendes Gestein mit bis $^1/_2$ *cm* großen Mandeln erfüllt von Carbonat, Delessit und limonitisch-erdigen Produkten.

Grüner Augit, gern etwas gerundet, den Kern der Einsprenglinge bildend [α 13 grasgrün qu, β 12 gelbgrün r, γ 11 gelbgrün r (Schliffd. 30 μ)] ist etwas stärker lichtbrechend als der farblose und bräunliche Augit, der die Hülle bildet.

Olivin ist hier pseudomorphosiert worden in ein limonitisches Produkt.

Plagioklas zeigt im Kern manchmal noch $\perp$ MP 30° . . . 55% An. Olivin, auch der in der Grundmasse vorkommende, und ehemalige Glaszwickel wie auch stellenweise der Plagioklas enthalten viel Delessit ähnliches Material, das oft intensiv zinnobergrün gefärbt ist, also wohl Seladonit. Auch Ua kommt im Gestein vor.

Ausscheidungsfolge: Zuerst krystallisierte grüner Augit, dann gleichzeitig Erze, Olivin und farbloser Pyroxen aus, schließlich Apatit und Plagioklas.

15. Südlich Mt. Rusta C. Razz(a) . . . [4, —2] tritt in geringer Entwicklung, nahe (östlich) dem Trachytgang ein Gestein — wohl Gang — auf, stark verwittert, graubraun, mit Millimeter bis $^1/_2$ *cm* großen Mandeln voll Carbonat.

Im Gestein finden sich zahllose kaum $^1/_{10}$ *mm* große Gruppen von glomeroporphyrisch vereinigten, oft scharf begrenzten Olivinkrystallformen von der gewöhnlichen Ausbildung.

Der Olivin ist völlig pseudomorphosiert in Delessit, wobei die Blättchen stets $\perp$ stehen auf den ehemaligen Flächen. Außerdem begegnet man Plagioklasleistchen, wenige 0·01 *mm* breit,

	$\perp$ MP	An
a	1 31	55%
	1′ 29	
b	30	55%
c	1 34	
	1′ 34	60%,

ferner winzigsten Magnetit- und Titaneisenskeletten, Pyroxen erst im Beginn der Bildung, zum Teil wohl auch durch Carbonat verdrängt. Ehemaliges Glas ist völlig verschwunden und in Delessit, Carbonat umgewandelt, welche beide die Mandelräume einnehmen. Die Delessitblättchen stehen normal zu den Wandungen. Ehemals muß noch ein anderes Sphärokrystallmineral in den Hohlräumen vorhanden gewesen sein, denn mitten im Kalk umzieht manchen Punkt des Mantelrandes im Halbkreis ein schmales Band viel stärker lichtbrechender Carbonatkryställchen (Eisenspat, Dolomit oder Magnesit). Dieser hat bei der Zersetzung eines magnesia- oder eisenhaltigen Sphärokrystalls seine Bildung am Außenrande der Kugel begonnen, später wurde der restliche Teil des Sphärokrystalls durch Kalk verdrängt, so daß jetzt mitten in ihm diese Halbkreisbögen schwimmen. Einigermaßen ähnliche Bildungen siehe auch bei G. 28 und in der Figur dortselbst.

Das Gestein dürfte verwandtschaftlich am nächsten stehen der später zu besprechenden Basaltgruppe mit Plagioklas-, Olivin- und Augiteinsprenglingen; sowohl strukturell ist es aber von ihm verschieden wie auch durch den größeren Olivinreichtum.

16. Nördlich Mt. Vendevole, C. Piazzol(a) . . . [10, 1], knapp (nördlich) an der Straße tritt unter dem Vendatrachyt ein nach der Struktur einem Strom angehörendes Gestein in sehr geringer Ausdehnung (also auch ein Gang nicht ausgeschlossen) zutage.

Dasselbe ist schwarz, von hypokrystallinporphyrischer bis vitrophyrischer Struktur, mit zahlreichen Einsprenglingen von Augit und Olivin.

Augit mindestens in zwei Arten ausgebildet:

a) Grüner Augit in ziemlich vielen bis 1 *mm* großen, in der c-Achse stets etwa $1^1/_2$—$2^1/_2$mal längeren als breiten Krystallen, sonst von der Form der früher besprochenen Augite, meist etwas korrodiert und nicht viel Einschlüsse enthaltend, ohne Sanduhrstruktur; Pleochroismus α 13 grasgrün p, β 12 gelbgrün r, γ 11 gelbgrün r, Sch. d. 28 μ. Außer diesem ziemlich intensiv grünen Pyroxen finden sich noch Schnitte von weniger sattgrüner Farbe.

b) Farbloser bis schwach bräunlicher Augit, den vorigen umrandend und selbständig als Einsprengling auftretend; Krystallform von dem früheren verschieden durch die geringere Verlängerung in der c-Achse, gut krystallographisch begrenzt, im Kern häufiger Glas und Magnetitkrystalle als Einschlüsse führend. Der grüne Pyroxen ist stets scharf vom farblosen abgesetzt und > lichtbrechend.

Bestimmungen: Schnitt ziemlich nahe $\perp \beta$ mit dunkelgrünem Kern und farbloser Hülle $c\,\gamma\,(\upsilon > \rho)$ 55° für den Kern, 46° für die Hülle. — D. d. D. $\rho > \upsilon$ für Kern und Hülle. — A. B. $\rho > \upsilon$. — An bräunlichem bis fast farblosem Augit $V_{(12\cdot5,\ 8\cdot6)} = 30^1/_2{}^0$, an einem anderen ähnlichen Schnitt $V_{(10\cdot3,\ 4\cdot2)} = 28^1/_6{}^0$. An einem zonaren Schnitt mit dunkelgrünem Kern und farbloser Hülle wandert die Achse A in der Hülle $13^1/_2{}^0$ zu γ des Kerns. Aus der Auslöschungsdifferenz 9° erkennt man, daß die Achse B weniger weit wandern muß. 2 V für den grünen Pyroxen ist daher etwa 10° größer als für den farblosen.

Olivin tritt in zahlreichen bis $^1/_2$ *mm* großen, gut begrenzten Formen der gewöhnlichen Ausbildung, jedoch fast nur in Pseudomorphosen, bestehend aus Mineral $O\alpha$ und $O\gamma$ auf, sehr selten zeigen sich noch Spuren unveränderten Olivins.

Manche Pyroxene sind rahmenartig ausgebildet und mit einem verästelten Gerüst im Innern, das erfüllt ist mit Glas und Magnetit; sie deuten auf Resorption von Hornblende oder grünem Augit.

Ein Aggregat von grünem Spinell, Plagioklas, etwas Magnetit und wenig Carbonat deutet auf Absorption von noch anderen Komponenten.

Grundmasse bestehend aus wenigen 0·01 *mm* breiten Pyroxenmikrolithen, wenig breiteren Plagioklasleistchen —

	⊥	M	P	An
a	1	34	. . . . .	62%
	1′	35		
b		34	. . . . .	61%
c	1	32	. . . . .	57%
	1′	32		

— Zonarstruktur vorhanden, aber gering —, wenige 0·01 *mm* erreichenden Magnetitkryställchen in zwei Generationen, die zweite vornehmlich auch in Skeletten; in gleicher Weise auch das bedeutend weniger vorhandene Titaneisen. Apatitnädelchen werden erst mit Obj. 9 sichtbar. Biotit ist in feinsten Schüppchen, ebenso Hornblende in zartesten Fäserchen in großer Zahl in der Grundmasse vertreten. Glas ist ziemlich viel vorhanden als dunkelbraune, stellenweise aggregatpolarisierende, auch durch Carbonat verdrängte Masse.

Ausscheidungsfolge: Der Auskrystallisation von Hornblende? und grünem Augit, Olivin und Erzen folgte bald die Krystallisation von farblosem Pyroxen, der sich spät Plagioklas, Apatit und Biotit nebst Hornblende anschloß.

Das eben besprochene Gestein stellt ebenfalls einen guten Übergang dar von den limburgitischen Basalten zu jenen mit dunkelgrünem und hellem Pyroxen, von denen es die ziemlich kräftige Entwicklung von Olivin unterscheidet.

Für fast alle vorangegangenen limburgitischen Gesteine wurde in der Grundmasse Hornblende nachgewiesen. Ihrer Natur nach dürfte sie, soweit es die optischen Bestimmungen erlaubten, von den basaltisch-andesitischen nicht stark abweichen; nie konnte in der Grundmasse etwas dem Aenigmatit oder dem von F. Söllner kürzlich Rhönit[1]) benannten Mineral entdeckt werden. Dies sowohl wie auch der Umstand, daß bei Ausbildung eines lichten Gemengteils stets Plagioklas, nie Leucit oder Nephelin erscheint — Gelatinierungsversuche des Glasrestes würden wegen der immer schon etwas begonnenen Umwandlung des Glases keine unzweideutigen Resultate liefern[2]) —, läßt den Unterschied der Euganeenlimburgite — die

[1]) N. Jahrb. f. Min. etc., Bl.-Bd. XXIV, 475.

[2]) Siehe hierzu H. Bücking, Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst., 1880, pag. 157. — Ferner G. Linck, Mitt. d. Komm. f. d. geol. Landes-Untersuch. v. Elsaß-Lothringen. Bd. I. Straßburg 1887 und W. Schottler, Abhandl. d. großherz. hess. Geol. Landesanstalt Darmstadt. Bd. IV, Heft 3, pag. 359—361.

Euganeengesteine stehen sehr nahe der pacifischen Sippe der Eruptivgesteine[1]) — von jenen erkennen, die der atlantischen Sippe angehören. So zeigt sich im mikroskopischen Bild der Unterschied jener zwei Gesteinsreihen in der Regel selbst noch am F-Pol des Osannschen Dreieckes, wo die chemischen Unterschiede der zwei Gesteinsreihen fast schwinden.

Die Limburgite und Augitite, welche durch Differentiation aus der pacifischen Gesteinsreihe sich entwickeln, mögen daher zum Unterschiede von den atlantischen Limburgiten und Augititen pacifische Limburgite und Augitite genannt werden.

2. Pacifische Augitite.

2a. Echte pacifische Augitite.

Gruppencharakteristik.

Gesteine mit Augit — wenig oder fehlenden Olivineinsprenglingen in einer Grundmasse von vorwiegendem Pyroxen, fehlenden oder spärlich vorhandenen Plagioklasleistchen. Titaneisen wenig. Ihr geologisches Auftreten ist das der Ergußform, und mit größter Wahrscheinlichkeit gehören alle Einzelvorkommnisse einem einzigen wenig mächtigen Strom oder einer Decke an.

Einzelvorkommnisse.

17. Nordöstlich Mt. Gemola Kote 27(1) .. [6, —3] liegen Lesesteine, vermutlich von einem Strom stammend herum, nahe und an einem Steige, der zu der Hütte führt, die westlich von obigem Punkt liegt.

Gestein grauschwarz, bisweilen getupft aussehend, die Tupfen durchschnittlich stecknadelkopfgroß, von Analcim herrührend, hypokrystallinporphyrisch mit Einsprenglingen von Augit, ferner von fremdartigen Einschlüssen von Oligoklasandesin und Sanidin.

Augit bis $^1/_2$ *mm* groß von zweierlei Art:

a) sehr hell grün, meist etwas korrodiert;

b) schwach bräunlich bis fast farblos, (100, 110, 010) im Gleichgewicht, || der c-Achse etwa doppelt so lang als breit, im Gegensatz zu den Grundmassemikrolithen, die in der c-Achse vielmal verlängert sind. Ein Schnitt nahe $\perp \beta$ von fast farblosem Pyroxen $c\gamma\,(\upsilon > \rho) = 43°$. D. d. D. $\rho > \upsilon$. — Ein Augitschnitt enthält braune Hornblende. Ob Olivin vorhanden war, ist fraglich.

[1]) D. M., XXV, 319 und F. Becke, d. M., XXII, 209.

Die Grundmasse besteht fast nur aus Pyroxennädelchen, Magnetitkryställchen und wenig Apatit. Feldspat und Titaneisen ist nicht nachweisbar. Glas scheint durch Analcim ersetzt worden zu sein, welcher in großer Menge im Gestein auftritt ($n = 1{\cdot}48$, Prüfung mit der Immersionsmethode), und zwar vornehmlich in größeren Partien, in denen es weniger Mikrolithe gibt. Außerdem tritt in Hohlräumen neben Analcim noch auf sehr spärlich Natrolith (γ in der Faserrichtung, || derselben die Achsenebene, (+), Doppelbrechung zwischen der des Feldspat und Pyroxen, $n <$ Canadabalsam). Analcim sowohl wie Natrolith wurden durch Carbonat verdrängt, welches || den Spaltrissen beider vordringt. Carbonat ist auch sonst in der Grundmasse zu finden.

18*a*. Östlich Mt. Gemol(a) . . . [8, 2] tritt nahe am Weg über Trachyt eine Decke zutage, die folgendes Gestein bildet:

Von grauschwarzer Farbe enthält das Gestein die gleichen zweierlei Pyroxene wie das vorangegangene. Ein grünlicher Augitkrystall ohne deutliche Umrisse ließ ein Biotitkryställchen als Einschluß erkennen, auch zwei Schnitte brauner stark pleochroitischer gerundeter Hornblende fanden sich im Schliff und zwei solche von Biotit [einachsig (—)]. Die aus winzigen Individuen bestehende Grundmasse ist gleich dem G. 17, doch finden sich spärlich Plagioklasleistchen und Glas, für beides $n >$ Canadabalsam. Im Glas und in ehemaligen Hohlräumen treten winzigste bräunliche Zersetzungsprodukte auf, darunter vielleicht auch Delessit. Im Probestück wurde auch ein 1 *cm* großer gerundeter Oligoklasalbit gefunden.

18*b*. Östlich Mt. Gemol(a) . . . [12, 4] (wohl auch a. d. R. K.) tritt knapp über Tertiärmergeln ein Gestein auf, gut anstehend; offenbar der Ausbiß einer Decke.

Das Gestein ist grauschwarz und enthält in hypokrystalliner Grundmasse ziemlich viele Augitkrystalle. Den Charakter des Gesteins prägen aber vornehmlich fremdartige Einsprenglinge, von denen im Handstück nachgewiesen wurden: zentimetergroße Einsprenglinge von Orthoklas und Anorthoklas (Lichtbrechung = und < als eine Flüssigkeit von 1·528 Brechungsexponenten, 3° Auslöschung auf P für diesen, n kleiner für jede Schwingungsrichtung bei jenem), ferner Biotit [einachsig (—)], eingewachsen in den vorigen Mineralen und frei im Gestein bis mehrere Millimeter groß.

Der Augit ist wieder von zweierlei Farbe: Grünliche bis $^1/_2$ *mm* große, nicht scharf begrenzte Krystalle bildend, Pleochroismus α 13 grasgrün s, β 10 gelbgrün s, γ 13 grasgrün u (Sch. d. zirka 20 μ), ferner fast farbloser Pyroxen als Hülle des grünen und in selbständigen Individuen auftretend. Beide Pyroxene haben eine glas- und magnetitreiche Einschlußzone. — Bestimmungen: Schnitt nahe $\perp \beta$, etwas sanduhrstruiert von bräunlichem Pyroxen $c\gamma\ (\upsilon > \rho) = 49^1/_2{}^0 \ldots \bar{1}11$, $57^0 \ldots 100$. — D. d. D. $\rho > \upsilon$.

Hornblende erscheint ziemlich oft in 1 *mm* großen Krystallen (Pleochroismus $\gamma > \beta > \alpha$, α 33 braun s, β 33 braun m, γ 33 braun h, opt. Charakter (—), $c\gamma$ zirka 8—10°), die meist voll sind von winzigsten Erzpünktchen, die man nach dem Begriffe der ehemaligen festen Lösung nach F. Becke als nachher gebildet anzusehen hat; diese Hornblenden zeigen gerne einen klaren Rand, der des öftern von Augit umrandet ist, oder aber sie sind fast völlig resorbiert oder es erscheint ein Saum klaren Augits um einen fast resorbierten Hornblendekern. Gerade letztere Bildungen sind von Interesse für viele früher bei den Limburgiten etc. erwähnte rahmenartige Augite mit gleich orientiertem Gerüste im Innern, da sie diese gut verstehen lassen.

Während nämlich bei der Resorption der Hornblende häufig (s. bei Hornblende, Ustica, d. M. XXIII) die neu entstehenden Augitkryställchen wirr durcheinanderliegen, offenbar deswegen, weil die || richtenden krystallographischen Kräfte der Hornblende nicht über die gleichzeitig entstehenden Erzpartikelchen hinausreichen, ist dies in den besprochenen Fällen anders. Vorliegendes Gestein zeigt ja deutlich, daß das Magma samt den gebildeten Hornblenden in einem Zustand sich befand, der an der Grenze des Stabilitätsfeldes der Hornblende stand; dieselbe wurde daher noch nicht resorbiert, als schon Augit sich auszuscheiden begann, der || an sie auskrystallisierte. Ja es scheint, daß zur selben Zeit noch Hornblende an der einen Stelle des Gesteins wuchs (der klare Hornblenderand), als an anderen schon Pyroxen sich ausschied. Erst später setzte die Korrosion ein. Infolgedessen findet man Schnitte, die zum Teil von Augit umwachsen, daselbst nicht, dort aber, wo sie frei von ihm sind, korrodiert sind. Manche Hornblenden wurden noch nachträglich, nachdem Augit bereits eine schützende Hülle über sie geworfen, durch Lücken desselben von Magmaschläuchen angefressen. Ein solches

Beispiel zeigt nebenstehende Figur 6, in der man erkennt, daß noch ein letzter Rest von Hornblende (mit ∧∧ Zeichen versehen) erhalten ist, während ihn ein Haufwerk von Erzkörnchen umgibt, das wieder durchsetzt ist von einem Pyroxengerüst, dessen Balken nicht alle im Bilde zur Darstellung gelangt sind; außen läßt sich ein völlig klarer Augitrand erkennen, welcher stellenweise von Korrosionsschläuchen durchsetzt wird.

Auch Biotit wird resorbiert, wobei gern die Neubildungen naturgemäß in den Spaltrissen beginnen. Eine Anhäufung von Hornblende (Hornblendeknollen, s. hierzu bei G. 60b) im Probestück deutet auf basische Ausscheidung. Außer diesen wurden noch andere Minerale

Fig. 6.

resorbiert. So erscheint ein Aggregat von Augitmikrolithen um einen Glashof, der ein Quarzkornrestchen umzieht, ein anderes, das neben Plagioklas Ägirinaugitmikrolithen führt, wieder ein anderes mit Spinell und Carbonat, das jedenfalls die Glasmasse verdrängt hat.

Die Grundmasse gleicht der der vorigen beiden Gesteine, doch führt sie etwas Plagioklas in winzigen Leistchen (Maximum der symmetrischen Auslöschung in Albitlamellen bei 20°, also 40% An) und sehr viel winzigsten Biotittäfelchen, zum Teil || mit Pyroxen verwachsen. Farbloses Glas ist noch in ziemlicher Menge vorhanden, n = Canadabalsam, daher noch ziemlich basisches Glas wie bei den Limburgiten. Häufig zeigen sich jedoch aggregatpolarisierende Entglasungsprodukte, die dem Delessit zuzuweisen sein dürften; auch Analcim in geringer Menge findet sich und viel Carbonat, besonders in Hohlräumen. Ob nicht auch Olivin vorhanden war, ist zweifelhaft. In einem der Hohl-

räume findet sich ein Quarzgekörne und ein scharfes sechsseitiges Quarztäfelchen, wahrscheinlich pseudomorphosierter Tridymit.

18 *c*. Vom Wege westlich obgenannten Punktes liegt noch ein Gestein vor, das im wesentlichen gleich dem oben besprochenen ist in Einsprenglingen und Grundmasse; nur scheint es Olivinkryställchen von wenigen 0·01 *mm* Größe besessen zu haben, die in limonitisch-erdige Substanz pseudomorphosiert sind.

An diesem Gestein ließen sich besonders gut die Vorgänge beobachten, die sich bei der Aufschmelzung fremdartiger Komponenten zeigen. Diese sind auch hier wieder dieselben wie im vorangegangenen Gestein. Die Aufschmelzung und ungenügende Durchmischung der so entstandenen Schmelze führt zu deutlich schlieriger Struktur an manchen Stellen des Gesteins. Einige Schlieren, die sich von ihrem Muttermineral fortzogen, konnten auch im Schliff beobachtet werden. Vielfach zeigte sich nun da am Orthoklas oder Anorthoklas besonders in Buchten derselben, daß das eigentliche Gesteinsmagma in sehr geringem Maße sich mit dem entstandenen Glase gemischt habe; dies verriet sich durch Orthoklasmikrolithenbildung in einem etwas bräunlichen, sehr wenige Erzpünktchen enthaltenden Glase. Die Orthoklasmikrolithe sind sehr zart, meist verbogen und stehen haarförmig[1]) entweder am Orthoklaseinsprengling, wie es beispielsweise bei Hyland abgebildet ist, oder liegen wirr im Glase. Die Auskrystallisation ist nur eine geringfügige in dem neu entstandenen Glase im Verhältnis zu jener des eigentlichen Gesteinsglases entsprechend der wohl bekannten Tatsache, daß unter gleichen Verhältnissen die Tonerde und $Na_2O \,.\, K_2O$ reichen Gläser geringe Krystallisationstendenz haben[2]), Partien des Gesteinsmagmas hingegen, welche den Fremdling in der Richtung der Fluidalstruktur flankieren, weisen außer wenigen sehr zarten Alkalifeldspatmikrolithen keine merkliche Änderung der Natur ihrer Komponenten auf. Jene Schlieren endlich, die in der Richtung der Fluidalstruktur vom Fremdling fortgenommen wurden, ließen fast stets neben winzigen Alkalifeldspatmikrolithen solche von einem Pyroxen erkennen, der nach seiner etwas grünlichen Farbe und der großen Auslöschung $c\,\gamma$ 60—80° dem Ägirinaugit angehört. So dokumentiert sich in der Ausbildung eines Natronaugits nicht

[1]) D. M., X, 203.

[2]) Lagorio, Morozewics, Vogt, Dölter, Greiner und andere.

nur deutlich die eingetretene geringfügige Durchmischung der Feldspatschmelze, sondern auch ihre erfolgte Dissoziation. Solche Dissoziationen ähnlicher Natur finden sich in großer Zahl in den Arbeiten der Schüler Dölters beispielsweise; auch ein ähnlicher Fall wie der oben beschriebene bei Reiter (N. J. f. Min. etc., Bl.-Bd. XXII, 183): Eine Albit-, Augit- und Magnetitschmelze lieferte unter anderem Natronaugit. So führen Natur und Experiment zu ähnlichen Ergebnissen. — In manchen Aggregaten ähnlicher Natur wie die der Feldspatschlieren kamen ferner Spinelle, auch Biotitschüppchen vor, welche auf die Einschmelzung anderer Komponenten hindeuten. Manche Biotitreste zeigten sehr schön das Vordringen der Korrosion längs Spaltflächen des Minerals durch Ausbildung von Magnetitkryställchenschnüren, manche andere Biotite wieder dürften zu einer glasigen Masse geschmolzen sein, was dunkelbraune, fast undurchsichtige, rissige, zerlappte Körner andeuten. — Während so knapp nach der Eruption der Biotit vom Magma angegriffen wurde, zeigen sich in der Grundmasse aufs neue winzigste Biotitflitterchen als letztes Erstarrungsprodukt von ähnlichen optischen Eigenschaften wie die corrodierten. Über ihre Bildung gelten naturgemäß ganz ähnliche Gesichtspunkte wie die bei G. 12 entwickelten. Die Hornblende findet sich unter ziemlich gleichen Verhältnissen wie im G. a, b. Ein Aggregat von poikilitisch verwachsener brauner Hornblende und fast farblosem Augit erweckt ganz den Eindruck einer Aufzehrung des Augit durch die etwas jüngere Hornblende (siehe Becke[1]). Diese Verwachsung deutet schon an, daß die Bedingungen der Hornblende- und Augitbildung im Anfange sich ziemlich die Wage hielten, daß sie dann etwas zugunsten der Hornblende umschlugen, um sich dann nach der Eruption zum Gegenteil zu wenden, jedoch allem Anschein nach nicht plötzlich, was plausibel wird durch die schmalen einschlußfreien äußersten Randzonen mancher Krystalle im Gegensatz zu dem durchstäubten Innern. Diese Hornblende mochte auch mehr mit dem Gesteinsmagma im Gleichgewicht stehen, da sie weniger gern vom Magma angefressen erscheint; allerdings könnte dieser Umstand gerade so gut erklärt werden durch das ungestörtere Krystallgefüge dieser klaren Hornblende, das der Resorption energischeren Widerstand leisten konnte. Recht instruktiv zeigt diese

[1]) D. M., XVI, 328.

Verhältnisse nebenstehende Figur, in der man in der linken Hälfte die Ausbildung des klaren Rahmenpyroxens erkennt, durch den sich die Korrosionsschläuche ins Innere ziehen und daselbst das Zerstörungswerk der an dieser Seite bestäubten Hornblende (mit ^^ Zeichen) schon recht weit gebracht haben. Der größte Teil der rechten Seite des abgebildeten Individuums ist begrenzt von dem klaren Hornblenderand, der nur an zwei Stellen von den Korrosionsschläuchen durchbrochen wurde. Der klare Hornblenderand läßt überhaupt keine Korrosionserscheinung erkennen, obwohl keine glasige Grundmasse angrenzte wie in ähnlichen anderen Fällen (siehe Literatur in d. M., XXIII, 520), so andeutend, daß er mit der Schmelze nicht weit vom Gleich-

Fig. 7.

gewichtszustand entfernt war. Daß er vor der Rahmenaugitbildung bereits vorhanden war, beweisen der rechte obere Zipfel, die rechte mittlere Leiste und der rechte untere übergreifende Lappen des Augit.

2 b. Pacifische Augititbasalte.

Gruppencharakteristik.

Alle Gesteine der Gruppe stehen den Augititen durch zahlreiche Einsprenglinge von Augit und durch dessen starke Entwicklung in der Grundmasse sehr nahe. Jedoch ist Plagioklas, der den Augititen entweder gänzlich fehlt oder im Verhältnis zu den anderen Komponenten fast verschwindet, in etwas größerer Menge vorhanden, ohne jedoch jemals jene Quantität zu erlangen, die ihm in den späteren Gruppen zukommt. Die ersten drei Gesteinsproben im folgenden stehen den früher besprochenen Augititen recht nahe, von

dem vierten, das im Aussehen eher den Limburgiten gleicht, ist es nicht sicher, ob es nicht etwa eine Grenzform des Limburgit ist, verändert im chemischen Bestand durch eingeschmolzene fremdartige Komponenten.

Einzelvorkommnisse.

19 a. Aus dem Schutt[1]) nördlich Valle S. Giorgio, östlich Kote 121, stammt ein graubräunliches Gestein mit wenigen kleinen Hohlräumen, in denen erdige Produkte sitzen, von hypokrystallinporphyrischer bis hyalopilitischer Struktur mit zahlreichen Einsprenglingen von bis 1 *mm* großem Augit und von wenig gleich großer Hornblende.

Die Augitindividuen sind teilweise zu Knäueln (Augitknollen) vereinigt, zum Teil unregelmäßig begrenzt, wohl infolge Zerfalles derartiger Knäuel, seltener gut krystallographisch ausgebildet, dann (100), (110) und (010) im Gleichgewicht, in der c-Achse wenig verlängert. Sie sind einschlußarm, entweder farblos, einige aber schwach grünlich bei einer Schliffdicke von 30 μ. Die farblosen Augite enthalten nicht selten Spindeln ehemalig rhombischen Pyroxens || der c-Achse, der jedoch schon umgewandelt ist in Hγ.[2])

Bestimmungen für farblosen Augit $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 44°, 45°. D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\rho = \upsilon$. — A. B. $\rho \geqslant \upsilon$. — $V_{(6{\cdot}3,\ 7{\cdot}2)} = 25^1/_3°$. Für schwach grünen Augit $V_{(16{\cdot}5,\ 7{\cdot}3)} = 29^5/_6°$.

Hornblende ist im Schliff vorhanden nur in einem stark korrodierten Rest, ebenso ein Quarz- und Alkalifeldspatkörnchen.

Die Grundmasse besteht vorwiegend aus winzigsten Augitmikrolithen, Magnetitkörnchen in zwei Generationen, viel weniger Titaneisen, sehr spärlich Apatitnädelchen, auch Olivinpseudomorphosen bis $^1/_{10}$ *mm* groß in geringer Zahl und Plagioklasleistchen meist wenige 0·01 *mm* breit ($\perp$ MP 34, 35, 37 . . . 61—69 % An). Olivin und ein Teil des ehemaligen Glases ist in erdige limonitische Produkte zersetzt; auch Uα tritt auf und bisweilen etwas Opal in den ehemaligen Hohlräumen. Olivin enthält auch Oα und Oγ. Im Schliffe findet sich auch ein Bröckelchen eines anderen Gesteins eingeschlossen, das viel besser auskrystallisiert ist, viel mehr Plagioklas enthält und

[1]) Siehe hierzu die spätere Bemerkung bei G. 38.

[2]) Siehe hierzu die Bemerkungen bei G. 45 b und G. 75.

allem Anschein nach der Basaltgruppe mit den zweierlei Augiten angehört.

19*b*. Eine zweite, dem eben besprochenen Gestein sehr ähnliche Probe stammt aus dem Schutte nördlich Valle S. Giorgio, östlich der Kote 121, von der 50 *m*-Höhenlinie. Der Augit = dem im vorigen Gestein. Grüner Augit in Tönen von t—v von 13 und 14 grasgrün bei 20 μ Dicke. — A. A. $\upsilon > \rho$, Na 1° 38′ v. d. M. M. u. A. a. d. g. S. ρ 0° 59′ . . . 0Na . . . υ 1° 38′. — Farbloser Augit, schwach bräunlich: an einem Schnitt nahe $\perp \beta$ cγ ($\upsilon > \rho$) 46°. D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon \geqq \rho$. — A. B. $\rho \gtrless \upsilon$. — $V_{(5{\cdot}1,\ 7{\cdot}5)} = 25^1/_2{}^\circ$, $V_{(8{\cdot}2,\ 8{\cdot}6)} = 29^1/_6{}^\circ$, $V_{(14{\cdot}7,\ 6{\cdot}4)} = 29^5/_6{}^\circ$. — $\beta = 1{\cdot}682$. — In einem zonaren Schnitt mit lichtgrünem Kern und schwachbräunlicher Hülle wandert die Achse A $10^1/_3{}^\circ$ in der Hülle gegen γ des Kerns zu. Ein in braunen Tönen pleochroitischer Hornblendekrystall nahe $\perp \beta$ etwa 1 *mm* groß, vereinigt mit Augitindividuen zu einem Knäuel (Hornblendeaugitknollen), zeigt cγ 10°; wo die Hornblende an die Grundmasse anstößt, ist sie korrodiert und hat einen Opacitsaum, auch sonst findet sich das eine oder das andere Mal noch Hornblende im Gestein, jedoch fast völlig resorbiert, ferner manch größeres Erzkörnchen.

Als Fremdling erscheint ein 1 *mm* großes Quarzkorn mit sehr schmalem Glasrand und Porricinsaum, ferner ein 3 *mm* großer stark korrodierter Oligoklas, der eingeschlossen enthält Apatit mit Stäbchen.

Die Grundmasse gleicht der des vorangegangenen Gesteins. Plagioklas $\perp$ MP 37°, 35°, 32°, also Labrador von zirka 60% im Kern, am Rand bis etwa 50% An herabgehend.

Ausscheidungsfolge: Hornblende, Augit und Erze ziemlich gleichzeitig, viel später und erst nach der Korrosion der Hornblende Olivin, Plagioklas und Apatit.

20. Südöstlich Valnogaredo (Ri)o . . . [0, —9] trifft man in Scaglia ein dunkles Gestein an ohne klare geologische Verhältnisse. Das schwarze, dichte Gestein mit wenigen winzigen Hohlräumen, deren Wandung ausgekleidet ist mit erdigen rostfarbenen Produkten, hat hypokrystallinporphyrische bis hyalopilitische Struktur mit wenigen Einsprenglingen von Augit bis zu 2 *mm* Größe.

Der Augit ist teils schwach grün, teils deutlich bräunlich gefärbt, teils farblos. Fast alle grünen Individuen sind zu einem

Knäuel vereinigt und einschlußarm; die übrigen enthalten meist zahlreiche Einschlüsse. An fast farblosem Augit wurde bestimmt $c\gamma$ 46°. — $V_{(15{\cdot}8,\ 4)} = 33^1/_2{}^\circ$. — An bräunlichem Augit $V_{(12{\cdot}5,\ 15{\cdot}2)} = 28^\circ$.

Im Gestein findet sich ein 1 *mm* großer stark korrodierter Andesin [(+ opt. Char.) ungefähr $\perp$ MP 25°], daran ein $^1/_4$ *mm* großes Quarzkorn mit Porricinsaum. Ein solches, 1 *mm* groß, findet sich vereint mit dem grünen Augitknäuel, eine Beobachtung, die sich auch bei einem der Basalte mit zweierlei Augit machen ließ, so daß es für einen Teil der grünen Augite fraglich erscheint, ob sie aus demselben Magma stammen wie die übrigen Einsprenglinge.

Die Grundmasse gleicht so ziemlich der der zwei vorangegangenen Gesteine: farblose bis schwach bräunliche, zirka 0·02 *mm* breite Augitmikrolithen, ebenso große Plagioklasmikrolithe, dieser ist Labrador von etwa 50% An, auch etwas Olivin war vorhanden, der großenteils zu Delessit umgewandelt ist, und nicht gar zu stark entwickeltes Glas (n = Canad.). Delessit kleidet auch ehemalige Hohlräume aus, wobei er als Faserband am Grunde der Mandel sitzt und gekrönt ist von grünlicher Opalsubstanz, die den Rest der Mandel füllt.

21. Das folgende Gestein unterscheidet sich im Aussehen etwas von den bis jetzt besprochenen 3 Typen und ähnelt in mancher Beziehung, besonders in der Augitausbildung, manchen limburgitischen Gesteinen.

Die Probe stammt von der 125 *m*-Höhenlinie östlich M. Gemola.

Das bräunlich-schwarze Gestein enthält zahlreiche Einsprenglinge von Augit in einer Grundmasse von vorwiegendem Augit mit wenig Plagioklas. Die Struktur ist hypokrystallin-porphyrisch.

Das mikroskopische Bild ist ähnlich den limburgitischen Basalten G. 11 und G. 12, jedoch von diesen durch das fast völlige Fehlen des Olivin sofort zu unterscheiden.

Augit tritt in viererlei Arten auf, die Krystalle sind meist unter $^1/_2$ *mm* Größe:

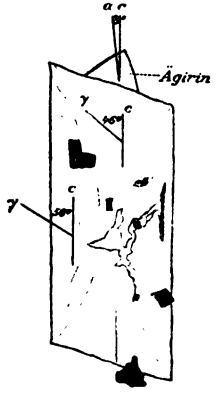
a) Grüner Augit, meist etwas korrodiert, mit wenig Einschlüssen, α 15 grasgrün n, β 13 grasgrün u, so intensiv jedoch selten gefärbt und meist in Nuancen (t—v) von 14 für α, 13 für γ, Sch. d. 20 μ.

b) Fast farbloser Pyroxen gleich dem der Kernaugite in den Limburgiten mit ziemlich viel Magnetit und Glaseinschlüssen, selten auch den grünen Augit umrandend.

c) Bräunlicher Augit (42 karmingrau t) ohne merklichen Pleochroismus, die beiden vorigen umhüllend, gegen den grünen fast stets scharf abgesetzt und $<$ lichtbrechend, in den hellen nach und nach übergehend. Krystallographische Begrenzung dieser 3 Pyroxene gleich dem bei G. 11 u. 12 Gesagten.

d) Als äußerste Zipfelfortwachsung (s. d. Fig.), scharf abgesetzt und ohne Übergang, tritt nun sonderbarer Weise Ägirin auf, $\alpha c = 2—3°$ etwa, auf der Seite wie γ des gewöhnlichen Pyroxen. Pleochroismus sehr intensiv α 15 grasgrün i, β 14 grasgrün p, γ 13 grasgrün o. Die Zipfel sind selten 0·03 *mm* groß und haben eine andere terminale Begrenzung als der gewöhnliche Pyroxen, es erscheint nicht $\bar{1}11$,

Fig. 8.



Die Figur stellt einen Schnitt eines Grundmasseaugits nahe $\perp\beta$ dar. Der Krystall ist sanduhrstruiert, zeigt in $\bar{1}11\,c\,\gamma$ 46°, in 100 $c\gamma$ 56°, im Ägirinzacken $\alpha c 3°$. (Vergr. 380.)

sondern meist eine nach der anderen Seite geneigte steile Pyramide. Dieser Pyroxen, der der Restkrystallisation des Gesteins angehört, scheint kaum eine Komponente zu sein, die das ursprüngliche Magma produziert hätte, wenn nicht eine chemische Änderung in der Zusammensetzung des Magmas durch die zahlreichen eingeschmolzenen Fremdlinge im alkalireichen Sinne verursacht worden wäre. Als sekundäre Bildung den Ägirin aufzufassen, widerspricht der Mangel irgendwelcher sonstigen Neubildungsprodukte in erheblicher Menge in der Nähe der Ägirinzacken.

Ein Knäuel von farblosem Pyroxen enthält in einem Individuum noch einen Rest von rhombischem Pyroxen (Augithypersthenknollen):

Hypersthen, der größtenteils aber schon umgewandelt ist in das später zu besprechende glimmerähnliche Mineral H γ. Dieses erscheint auch in Streifen || der c-Achse oder in wurmartigen Formen (in Schnitten ⊥ zu c) in den anderen monoklinen Augitindividuen des Agglomerats, das an der Außenseite eine Hülle von farblos bis schwach bräunlichen, zu äußerst einen Rand von bräunlichviolettem Augit hat. (Siehe hierzu die Figur bei G. 45 b).

Bestimmungen: Ein ausnahmsweise $1^1/_2$ *mm* großer Pyroxeneinsprengling ⊥ β enthält einen stark korrodierten, sehr schwach grünlichen Kern c γ(υ > ρ) 50°, daran schließt sich, diesen ausheilend, fast farbloser Pyroxen 45°, ganz außen bräunlicher Augit 52°. Die Doppelbrechung für farblosen Pyroxen erscheint etwas höher als für den grünen. Grün II. Ordnung bei diesem, gelbgrün II. Ordnung bei jenem. Ein anderer Schnitt von bräunlichem Pyroxen, sehr gut ⊥ β liefert c γ ρ $49^1/_3°$, Na $49^2/_3°$, υ 50°. — D. d. D. ρ > υ. γ—α = 0·026. — A. A. bei farblosem Augit υ = ρ. — A. B. ρ > υ. — α) Für ganz schwach grünlichen bis farblosen Kern $V_{(14·5,\ 8·1)} = 31^1/_2°$, Hülle schwach bräunlich $V_{(11·5,\ 8·1)} = 31^1/_6°$. Wanderung der Achse A $3^1/_6°$ von γ des Kerns weg in der Hülle. β) Ein anderer ähnlicher Schnitt $V_{(15·5,\ 2·5)} = 30°$ für den Kern, $V_{(13·4,\ 2·5)} = 29·9°$ für die Hülle. Die Achse A verschiebt sich hierbei 2·1° von γ des Kerns weg in der Hülle. An zonaren Schnitten: γ) An einem Schnitt mit deutlich grünlichem Kern und bräunlicher Hülle wandert die Achse A $5^1/_3°$ zu γ des Kerns in der Hülle, welche scharf abgesetzt und schwächer lichtbrechend als der Kern ist. δ) An einem ähnlichen anderen Schnitt jedoch mit noch dunkler grünem Kern $9^1/_2°$. ε) Ein Schnitt im Schliff mit intensiv grünem Kern, farbloser Hülle und äußerstem bräunlich violetten Rand zeigt starkes Hin- und Herspringen der Achse A. Diese liegt für die innere farblose Hülle $17^2/_3°$, für die äußerste Hülle $13^1/_6°$ näher gegen γ des Kerns zu. Die einzelnen Pyroxenzonen, besonders Kern und innere Hülle, sind scharf von einander getrennt. ζ) Ein Pyroxenschnitt endlich, dessen Kern den intensivst grünen Farbenton aufwies, lieferte als Resultat: Wanderung der Achse A um $19^1/_2°$ in der bräunlichen Hülle gegen γ des Kerns für die 100 Anwachspyramide, 17° für die 010. — Diese ziemlich wandelbaren Abstände der A-Achse sowohl wie auch die verschiedene Intensität der Farbe beim grünen Pyroxen liefert für dieses Gestein den deutlichen Nachweis, daß scharfe Grenzen zwischen dem grünen

Kernaugit und den beiden anderen Augiten zwar manchmal auftreten, ganz analog dem viel einfacheren Mischungsverhältnis der Plagioklase, wo solche Zonenwechsel in den verschiedenartigsten Modifikationen auftreten, daß jedoch diese Grenzen des Augit nicht immer auftreten, so daß man sie mit Recht aufzufassen hat als Glieder von kontinuierlichen isomorphen Mischungsreihen, die ihr Mengenverhältnis offenbar sowohl durch Intensität des Farbentons als auch die Größe des Achsenwinkels, am deutlichsten in der Wanderung der Achse A erkennen lassen.

Während in den beiden Schnitten α und β der sehr schwach grün gefärbte Kern verrät, daß nur eine kleine Menge der grünen Pyroxensubstanz der farblosen beigemischt ist, was sich auch noch in der für den farblosen Pyroxen charakteristischen Verschiebung der Achse A von γ des Kerns weg in der bräunlichen Hülle verrät, und zwar in einem viel geringeren Betrag, als es sonst bei farblosem und bräunlichem Augit üblich ist, wiegt in den übrigen Schnitten die grüne Augitsubstanz vor, was sich in einer der vorgenannten Richtung widersinnigen Wanderung der Achse A erkennen läßt. Diese wandert um so stärker, je intensiver grün die Farbe des Pyroxens ist, so bei ζ. Interessant ist der Fall ε, wo die Mischung der 3 Pyroxene nur in geringem Maße eingetreten ist, so daß jeder seine optische Eigentümlichkeit zur Geltung bringen kann. — Dieser so ungleiche Aufbau der Pyroxene innerhalb eines Schliffes hat seinen Grund vornehmlich in der etwas abweichenden Zusammensetzung des Gesteins an verschiedenen Stellen infolge seiner Schlierigkeit. — Sonst wurde noch gemessen an einem zonaren Schnitt mit farblosem bis schwachgrünlichem Kern und bräunlicher Hülle: Achse B wandert $5^1/_3{}^0$ gegen γ des Kerns zu in der Hülle. — Am Ägirin wurde bestimmt vermittelst Kombination von Interferenzbildern des farblosen, schwach grünlichen und bräunlichen Pyroxens und des Ägirins: Ein Schnitt ließ erkennen ganz schwach grünlichen Pyroxen mit bräunlicher Hülle, an der an einem Ende des Krystalls ein Zacken Ägirin saß. Das Interferenzbild gab für den Kern bei Einstellung der Achsenebene || der Frontalebene Mittellinie γ fast in der Sagittalebene (Achsenebene wich 8^0 ab vom Zentrum), die Mittellinie zeigte auf der linken Seite des Mittelbalkens rötlichen, auf der rechten bläulichen Farbensaum, folglich lag rechts die Achse B. (Im bräunlichen Hüllpyroxen wich die Mittellinie γ um etwas weniger als 2^0 nach links,

also von B des Kerns ab.) Im Interferenzbild des Ägirin lag nun eine Achse um 14° rechts von der Mittellinie des Kerns, die Mittellinie γ dagegen links von γ des Kerns, es liegt daher die Achse des Ägirin gegen (+ c) verschoben (bei Eintragung auf einer Projektion 010 im linken oberen Quadranten). Nach der gemessenen Auslöschung zirka 2° nach der gleichen Seite wie γ des gewöhnlichen Augits im Schnitt $\perp \beta$ ergibt sich bei 49° cγ für den bräunlichen Hüllpyroxen, für den Ägirin ein Winkel von V = 33°, der negative Achsenwinkel also 66°. — Ein anderer Schnitt ließ in schwach bräunlichem Kern ein Interferenzbild beobachten bei || Stellung der Achsenebene mit der Frontalebene, das links nahe am Rand zeigte die Achse A, rechts außerhalb des Randes die Mittellinie α: folglich lag der Schnitt nahe 100, da auch die Spaltrisse || verliefen der Achsenebene; ein Ägirinzacken gab die Mittellinie γ im Interferenzbild links der Mitte; der Abstand Achse des Kerns und γ des Ägirin war 18°. Für bräunlichen Hüllpyroxen liegt die Achse A in der Regel zirka 5° näher an (+ c), die Mittellinie γ des Ägirin liegt 11·5° links der Sagittalebene, daher ist der Abstand 18° auf zirka 19° zu korrigieren. Es folgt Übereinstimmung mit der ersten Beobachtung. — Eine dritte Messung, vorgenommen an einem sehr schwach grünlichen Kern mit für Messung zu schmaler bräunlicher Hülle und einem Ägirinzacken, lieferte im Kern ein Interferenzbild mit — bei Stellung der Achsenebene || der Frontalebene — der Mittellinie α (8·7°, 6°), also rechts oben im Gesichtsfeld liegend, der Ägirin ließ $7^1/_3$° rechts von dieser Mittellinie eine Achse erkennen. Nachdem im Kernpyroxen Mittellinie α vorliegt, rechts davon die Achse des Ägirin, nach derselben Seite (rechts) aber auch Mittellinie α des Ägirin (schon außerhalb des Gesichtsfeldes), so liegt diese Achse des Ägirin näher gegen (— c) als α des Kerns. Bei Korrektur des Abstandes $7^1/_3$ auf 9° wegen der exzentrischen Mittellinie, ferner mit Rücksicht auf die Lage der Mittellinie α bei schwachgrünlichem Pyroxen ähnlich der des bräunlichen, ergibt sich eine völlig befriedigende Übereinstimmung mit der 1. und 2. Messung. — Diese Messungsbeispiele zeigen auch, welch auffallender Genauigkeit die Messungen nach der Beckeschen Methode fähig sind selbst bei Präparaten die zwischen 20—30 Tausendstel Millimeter groß sind ohne daß die bekannten Störungen der Bilder durch prismatische Ränder etc. sich sehr fühlbar gemacht hätten. Aus den drei Beobachtungen folgt, daß der dunkelgrüne Pyroxen fast reiner Ägirin ist.

Olivin erscheint nur an einer kleinen Stelle des Schliffs in wenigen kaum $^1/_{10}$ *mm* großen Formen, welche schon pseudomorphosiert sind in delessitähnliche Produkte und Carbonat.

Mehrere Fremdlinge sind im Gestein erkennbar, so das eine oder andere Korn von Quarz, $^1/_2$—1 *mm* groß, mit Glas- und Augitmikrolithenkranz, ferner saurer Plagioklas, (—), stärker lichtbrechend als Canadabalsam. Die Pyroxene, die aus Quarz und Plagioklas sich gebildet haben, unterscheiden sich nicht von jenen des Gesteinsgewebes. Endlich tritt noch das eine oder andere zackige schwarze Gebilde auf, das auf geschmolzenen Glimmer deutet. Rahmenpyroxene, erfüllt mit Magnetit, deuten auch Hornblende-, eventuell grüne Pyroxenresorption an. Außerdem ziehen Schlieren, offenbar auch herstammend von aufgeschmolzenen Komponenten, durch den Schliff, die nur aus Plagioklasmikrolithen, Biotitschüppchen und viel gelblichem aggregatpolarisierenden Glas aufgebaut sind.

Die Grundmasse besteht vornehmlich aus Augitmikrolithen= dem bräunlichen Hüllpyroxen, ungefähr gleich großen, aber viel spärlicheren, wenige 0·01 *mm* breiten Plagioklasleistchen ($\perp$ MP 28^0 . . . 53% An, dahin führt auch die Bestimmung in symmetrisch auslöschenden Albitlamellen), zahlreichen Magnetitkryställchen, wenig Titaneisen und winzigsten, erst mit stärkeren Objektiven sichtbaren Apatitnädelchen. Sehr verbreitet als Fortwachsung des Pyroxens — dann in der Pyroxen-c-Achse stark verlängert, auch gabelig — und auch frei in der Grundmasse liegend sind Biotitschüppchen [gerade Auslöschung, stark pleochroitisch, einachsig (—)].

Ein geringer Teil der Grundmasse erstarrte zu fast farblosem Glas ($n >$ Canadabalsam). Manchmal hat sich in ihr schon Delessit, auch in Hohlräumen, angesiedelt, ferner Carbonat.

3. Pacifische Feldspatbasalte.

Allen in den Euganeen bekannt gewordenen Gesteinen fehlt sowohl Nephelin als auch Leucit; dies bekundet die Zugehörigkeit zu der kieselsäurereicheren Gruppe der Eruptivgesteine, welche Becke als die pacifische Sippe der Eruptivgesteine bezeichnet hat.

Die Feldspatbasalte der Euganeen mögen demnach pacifische Feldspatbasalte genannt sein.

3a. Analcimite.

Gruppencharakteristik.

Gesteine mit sehr viel Augit- und Olivineinsprenglingen; die plagioklasreiche Basis enthält neben anderen Zeolithen viel Analcim. Diese Gesteinsgruppe hat sehr geringe Verbreitung.

Einzelvorkommnisse.

22. Nordöstlich der Stadt Este M. (C)astello . . . [0,4][1] (A. a. d. R. K.) liegt allem Anschein nach unmittelbar am Trachyt vermutlich als Stromrest ein Gestein von geringer Flächenverbreitung, das sich auch in Lesestücken am Ostausgang des Ortes Calaone an einem Weg vorfindet. Schwarzgraues Gestein mit zahlreichen, 1 *mm* großen Augit- und Olivinkrystallen bei hypokrystallin- bis holokrystallinporphyrischer Struktur ohne deutlichen Hiatus der Einsprenglinge.

Augit von zweierlei Art: *a)* Grüner Pyroxen (α 13 grasgrün r, β 12 gelbgrün r, γ 11 gelbgrün s, die Intensität der Farbe aber etwas wechselnd, Sch. d. 28 μ) in wenigen, gern korrodierten Krystallen, in der c-Achse 2—3mal länger als breit, umrandet von einer bräunlichen Hülle. Einschlüsse von Erzen und Glas sind in geringer Zahl vorhanden.

b) Farbloser bis schwach bräunlicher Pyroxen, im Kern stets ein klein wenig heller als am Rande, mit sehr vielen Einschlüssen von Glas, Erz, auch Apatit, in zahlreichen meist mangelhaft ausgebildeten Krystallen, die Flächen der Vertikalprismenzone im Gleichgewicht, in der c-Achse wenig verlängert. Augit a zeigt keine Sanduhrstruktur, b nur in kleinen Kryställchen. In einem Schnitt des grünen Pyroxen traten sehr feine Spindeln vermutlich rhombischen Pyroxens auf. Dessen ehemaliges Vorhandensein deuten auch dem Mineral H γ ähnliche Produkte in manchen Schnitten an.

Bestimmungen: Ein Schnitt von schwach bräunlichem Pyroxen ziemlich gut $\perp \beta$ c $\gamma (\upsilon > \rho) = 46^0$. Ein Zwilling mit grünem (ziemlich

[1]) Das gleiche Gestein lag offenbar auch Dal Piaz l. c. vor: Nicht idiomorpher Augit in größeren und kleineren farblosen, gelblichgrünen Krystallen, serpentinisierter Olivin, selten in größeren Individuen, meist in Körnern und kleineren Krystallen, Serpentin = oliv- und flaschengrün. Schlecht begrenzter Plagioklas mit Zwischenklemmasse, frischer Magnetit. Dieselben Komponenten in der Grundmasse. Aragonit und Natrolithknoten. SiO_2 40—42%. P_2O_5 wenig. TiO_2? Siehe hierzu G. 35.

intensiv) Kern und bräunlicher Hülle in einem Schliff vom Ostausgang von Calaone recht gut $\perp \beta$ $c\gamma(\upsilon > \rho)$ 52° im Kern, 46° in der Hülle. — D. d. D. für beide Augite $\rho > \upsilon$. — A. A. für fast farblosen Pyroxen $\upsilon = \rho$. (Ein Versuch der Bestimmung der Größe der Dispersion lieferte dasselbe Resultat.) — A. B. $\rho \gtrless \upsilon$. — An einem Schnitt mit grünlichem Kern und schwach bräunlicher Hülle $V_{(10{\cdot}6,\ 0)} = 31{\cdot}1°$ für den Kern, $V_{(14{\cdot}7,\ 0)} = 28{\cdot}2°$ für die Hülle; die Achse A wandert hierbei gegen γ des Kerns in der Hülle 7°. Ein anderer ähnlicher Schnitt lieferte $V_{(6,\ 3)} = 32{\cdot}8°$ im Kern, $V_{(10{\cdot}5,\ 3)} = 29{\cdot}4°$ in der Hülle. Achsenverschiebung von A im gleichen Sinn wie früher 7·9°. An schwach bräunlichem Pyroxen $V_{(7{\cdot}6,\ 4)} = 27\,^1/_6°$, an einem ähnlichen anderen Schnitt $V_{(19{\cdot}6,\ 4{\cdot}8)} = 29°$. Diese Messungen ergeben für die vorliegenden Pyroxene ähnliche Verhältnisse wie für jene in manch anderen Gesteinen der Euganeen — Limburgite und Augitite. Rahmenpyroxene traten einige auf. Resorbiert wurde wahrscheinlich dunkelgrüner Pyroxen.

Olivin bildet zahlreiche 1 *mm* große gut krystallographisch begrenzte Pseudomorphosen, bestehend aus dunkelgrünem (14 graugrün o Sch. d. 35 μ) Chlorit, Serpentin am Rand und in den Sprüngen, während im Innern die Minerale O α, O γ, selten Delessit erscheinen, diese öfters jedoch auch schon verändert oder in dunkle erdige Ballen zersetzt. Carbonat ist daran, all dies zu verdrängen. Nicht selten findet man zwischen den Umwandlungsprodukten die auch sonst öfters beobachtete Ausscheidung von Erz in bis $^1/_4$ *mm* großen Blättchen- oder Mikrolithenformen.

Ein $^1/_4$ *mm* großer Einsprengling von Bytownit (Lichtbrechung, optischer Charakter) wird umrandet vom sauren Plagioklas der Grundmasse. Ferner findet sich ein zackiges Magnetitklümpchen, allem Anschein nach geschmolzener Biotit, am Rande aber wieder ein neu gebildeter Biotitsaum.

Die Grundmasse besteht vornehmlich aus Augit in Körnern und kurzen Säulchen, Plagioklasleistchen bis $^1/_{10}$ *mm* breit

	MP	Kern	An	Rand	An
a	1	36	63%	—	—
	1′	34			
b	1	31	55%	—	
	1′	29		21	34%

Die äußerste Hülle ist immer $\leq$ Canadabalsam, also bis zum Oligoklasalbit. Der Plagioklas ist im Innern aber fast immer zernagt

und umgewandelt. Neben delessitischen Produkten erscheint sehr viel farblose Substanz, fast isotrop $\leqq$ Canadabalsam. Falls dies ein Zeolith wäre, könnte man nach dem völligen Verschwinden der Strukturdetails infolge der Gleichheit der Brechungsexponenten an Apophyllit denken, was allerdings chemisch etwas unwahrscheinlich ist. Auch an Chabasit[1]) ließe sich denken, doch hat dieser ein weit kleineres n. Außerdem tritt noch oft Analcim auf, besonders gern in Zwickeln, wohl umgewandelte Glasbasis. Pelikan beschreibt Analcim auch als primären Gemengteil.[2]) Außer Analcim erscheint in der Grundmasse öfters noch ein anderer Zeolith, der an einer 2 *mm* großen Mandel im Schliff gut studiert werden konnte. Neben Analcim sitzt ein dem Desmin ähnlich fächerig gruppiertes Zeolithmineral: farblos, gerade auslöschend, γ immer in der Längsrichtung, darin auch die optische Achse, einachsig oder höchstens ein ganz kleiner Achsenwinkel, (+) Doppelbrechung mindestens doppelt so groß wie die des Plagioklases. n$\lessgtr$ Canadabalsam. Mit einem Zeolith von ähnlichen optischen Eigenschaften (an Hydronephelit ist kaum zu denken) kann der Befund nicht in Übereinstimmung gebracht werden. Freilich könnte durch die Erhitzung bei der Dünnschliffherstellung und die Unmöglichkeit des völligen Wiedergewinnens des durch die Erhitzung verlorenen Wassers infolge Einbettung im Canadabalsam die optische Orientierung geändert und festgehalten worden sein. Auch noch ein anderer Zeolith erscheint im Gestein, vermutlich Heulandit. In der Grundmasse tritt noch in gut ausgebildeten Krystallen Magnetit auf in ziemlicher Menge, sehr wenig Titaneisen, Apatit in langen Nadeln und sehr dunkelbrauner Biotit [einachsig (—)] in winzigsten Flitterchen. Ehemalige Glasreste sind außerdem auch noch durch Delessit und Carbonat ersetzt.

Ausscheidungsfolge: Erze, Olivin, grüner Pyroxen begannen ziemlich gleichzeitig die Krystallisation, der sich bald der farblose Pyroxen und Apatit anschloß. Olivin krystallisierte sehr lange, sehr spät Plagioklas und Biotit.

23*a*. Südöstlich Casa Morosini [südl. Kote (1)40] (Zovon) nahe an der dort infolge Verrutschung undeutlichen Grenze von Tertiärmergeln und Trachyt tritt ein Gang von geringer räumlicher Entwicklung auf.

[1]) Siehe hierzu W. Schottler, Abh. d. geol. Landesanst. Darmstadt. Bd. IV, 3. H., pag. 401.

[2]) D. M., XXV, 113.

Gestein schwärzlich, sehr feinkörnig erscheinend, mit zahlreichen Einsprenglingen von Augit und Olivin bei hypokrystallin- bis holokrystallin-porphyrischer Struktur.

Augit in 2 *mm* großen Einsprenglingen, im Kern meist farblos, schwach bräunlich, in der Hülle etwas intensiver bräunlich mit zahlreichen Glas- und Magnetiteinschlüssen. In manchen dieser Glaseinschlüsse treten || dem Pyroxen orientierte braune Hornblendefäserchen auf. Für die Hornblendebildung in solchen abgeschlossenen Glasräumen mußten ähnliche Verhältnisse wirken wie bei der Rest-Erstarrung der Limburgite.

Die übrigen krystallographischen Eigenschaften des Augits sind gleich dem Augit b bei G. 22. Grüner Kernpyroxen mangelt diesem Gestein, dagegen kommt, freilich recht selten und nur in spurenhafter Zackenentwicklung, ein Alkalipyroxen vor: $\alpha\,c$ circa 20°. α = dunkelgrün, γ = gelblichgrün.

Bestimmungen: Ein schwach bräunlicher Schnitt sehr gut $\perp \beta$ $c\,\gamma\,\rho$ 43°, Na 44°, υ 45°. — D. d. D. $\rho > \upsilon : \gamma - \alpha$ für ρ etwas über 0·027, für Na 0·027, υ etwas unter 0·027. Der deutliche braune Randpyroxen mit etwas höherer Doppelbrechung. Der vorangegangene Schnitt zeigte blau II. Ordnung mit Stich ins Grünliche, die Ränder ein deutliches Blaugrün II. Ordnung. — A. A. $\rho \geqq \upsilon$, eine Bestimmung mit etwas exzentrischer Achse lieferte Na 10° 5′ von der Mitte. M. u. A. a. d. gl. S. ρ 0° 16′ — Na 0 — υ 0° 4′. — A B. $\rho > \upsilon$. — $V_{(12{\cdot}5,\ 4)} = 27^2/_3{}^\circ$, $V_{(10,\ 8{\cdot}3)} = 28^1/_6{}^\circ$, $V_{(9{\cdot}7,\ 2{\cdot}6)} = 27{\cdot}7^\circ$, $V_{(19{\cdot}5,\ 8{\cdot}2)} = 30^1/_2{}^\circ$. Bei diesem letzten Schnitte wandert die Achse B in der deutlich bräunlichen Hülle $2^2/_3{}^\circ$ gegen γ des Kerns zu. — $\beta = 1{\cdot}690$.[1])

Olivin erscheint in manchmal mehrere Millimeter großen, gern zersprungenen, bisweilen noch völlig frischen Krystallen, opt. Char. (±), eher (—); der größere Teil ist jedoch schon umgewandelt in Serpentin, das Mineral γ, selten Delessit.

Grundmasse bestehend aus Augitmikrolithen, diese schwach sanduhrstruiert, Plagioklasleistchen,

[1]) Der Brechungsexponent für β wurde stets im Na-Licht nach der Immersionsmethode bestimmt. Es wurden fast nur Schnitte mit im Gesichtsfeld austretender Achse verwendet, jedoch nur jene, welche die Achsenebene genau in der Symmetrieebene des Interferenzbildes erkennen ließen. Auf diese Weise wird ein größerer Fehler in der Bestimmung des Brechungsexponenten unmöglich gemacht, da obige Schnitte die am besten kontrollierbaren sind. Die geeigneten Schnitte wurden aus dem Schliff isoliert.

	⊥ MP		An
a	1	34	60%
	1′	33	
b	1	34	58%
	1′	31	
c		33	59%

in geringem Maße die gleichen Umwandlungserscheinungen zeigend wie der Plagioklas des G. 22, selten Olivin, dagegen sehr viel Magnetit in gut ausgebildeten Kryställchen und Gruppen, etwa $^2/_3$ der Menge Magnetit Titaneisen in zackigen, dünnen Täfelchen, die eine intensiv violettbraune Farbe zeigen, endlich Apatit in Körnern und Nädelchen und winzigen Biotitflitterchen. Zwischen den genannten Komponenten tritt Analcim auf, ferner wohl auch ehemaliges Glas schwach > Canadabalsam, mit winzigsten Schüppchen eines neugebildeten Zersetzungsproduktes von etwa doppelt so hoher Doppelbrechung wie Plagioklas, endlich der gleiche fragliche Zeolith wie im vorigen Gestein, wenig Chlorit und Delessit.

23 *b*. Östlich C. Morosin(i) ... [9, 8], wohl als Fortsetzung des vorigen Ganges, erhebt sich eine ganz kleine Kuppe eines infolge Wegtransportes des weichen Tertiärmergels isolierten Ganges.

Das schwärzliche Gestein ist dem vorangegangenen strukturell ziemlich gleich. Auch die Komponenten.

Augit von der Farbe 40 violettgrau t. Sch. d. 30 μ. — c γ ($\upsilon > \rho$) an einem bräunlichen Zwilling ziemlich gut ⊥ β 45°, ein ähnlicher sandubrstruierter Krystall $42^1/_2{}^\circ$ für $\bar{1}11$, $47^1/_2{}^\circ$ für 100. Diese etwas bräunliche Anwachspyramide > lichtbrechend als die farblose vorige. Ein dritter Schnitt lieferte c γ ($\upsilon > \rho$) ρ $44^3/_4{}^\circ$, Na 45°, υ $45^1/_2{}^\circ$. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\rho = \upsilon$. — A. B. $\rho \gtrless \upsilon$.

Olivin ist hier völlig umgewandelt in Chlorit, O γ und jenes O α, das zweiachsig ist. Es hat einen Achsenwinkel wenig unter 90° (+), die Achsenebene ⊥ zur Blätterrichtung, α = Canadabalsam < γ.

Zum Unterschiede vom vorangegangenen Gestein findet sich der eine oder andere bis $^1/_2$ *mm* große rhombische Pyroxen (Hypersthen) umgeben allseits von einem Rand monoklinen Pyroxens in || Verwachsung. Dieser Rand ist außerordentlich stark mit Glas durchsetzt, das umgewandelt ist in Produkte, die denen gleichen,

welche später bei den Ophitbasalten zur Sprache kommen. Auch Olivin dürfte vertreten gewesen sein.[1]) Um den Augitring folgt in der Regel eine schmale Plagioklasmikrolithenzone. Der rhombische Pyroxen zeigt im Gegensatz zum Olivin kaum Spuren von Zersetzung. — Ein Augitmikrolithenkranz deutet auf Resorption anderer Minerale.

Die Grundmasse gleicht der des vorigen G. Plagioklasleistchen kaum mehr als $^1/_5$ *mm* breit: $\perp$ MP 31—34°, also 57% An. Die violettbraunen Titaneisentäfelchen erreichen bisweilen eine Größe von $^1/_2$ *mm* und sind an Menge = Magnetit. Beide Komponenten erscheinen hier auch in zierlichen Skeletten. Manche Analcimpartien sind bis $^1/_2$ *mm* groß und zeigen dann Felderteilung. Die Plagioklaskerne sind oft förmlich zerfressen durch Zeolithneubildung und delessitische und limonitische Produkte.

Ausscheidungsfolge: Rhombischer Pyroxen, ziemlich gleichzeitig Erze und Olivin, etwas später, aber noch bei lang andauernder Olivinbildung Augit und Apatit, dem ziemlich spät Plagioklas folgte. Olivin erscheint auch hier wie bei den vorigen Gesteinen in der Grundmasse.

Daß die drei vorgenannten Gesteine so reichlich Zeolithbildung zeigen und somit einigermaßen Ähnlichkeit aufweisen mit den Gesteinen der atlantischen Sippe, die durch Zeolithreichtum gekennzeichnet ist, kann einerseits den Grund haben in seinem durch die reichliche Olivinbildung bewiesenen basischen Charakter — die Euganeengesteine weichen ja übrigens etwas von der Linie der pacifischen Gesteine gegen jene der atlantischen ab —, es wäre aber andrerseits auch nicht ausgeschlossen, daß Quell- und Fumarolenbildung hierbei eine Rolle gespielt haben, veranlaßt durch die späteren Trachyteruptionen und Intrusionen, die in unmittelbarster Nähe in späterer Zeit erfolgten.

3 b. Basalte mit reichlichem Augit und Olivin.

Gruppencharakteristik.

Es erscheint nur eine Art von Augit als Einsprengling. Olivin tritt entweder als Einsprengling (Untergruppe 3 b α) oder nur — aber

[1]) Auch von Espedaro im Vicentinischen sind solche Enstatite? in Olivinknollen bekannt geworden, die eine Auflösung in Augit und Olivin am Rand und an den Sprüngen zeigten.

reichlich — in der Grundmasse auf (Untergruppe 3 b β). Die Plagioklase bleiben in der Regel auf die Grundmasse beschränkt.

Die Gesteine zeigen geringe Verbreitung, sind aber chemisch nahe verwandt mit den folgenden zwei Basaltgruppen.

Untergruppe 3 b α.

Basalte mit Einsprenglingen von Augit und Olivin.

Einzelvorkommnis.

24. Nördlich Valnogaredo C. Pie(Ve)ndevole . . . [0, —5] trifft man ein Gesteinsvorkommen, offenbar einem Gang zugehörig, an. Das sehr feinkörnig erscheinende weißgraue Gestein mit zahlreichen stecknadelkopfgroßen Carbonatmandeln enthält bei hypokrystallin-porphyrischer Struktur zahlreiche Einsprenglinge von Olivin und Augit.

Augit in bis 1 *mm* großen, etwas korrodierten, schwach bräunlichen, fast einschlußfreien Krystallen ist etwas zonar struiert und vom Aussehen der Augite der Gesteine der folgenden Gruppe.

Olivin war in bis 1 *mm* großen, gut begrenzten, selten auch etwas korrodierten Formen vorhanden, ist jetzt aber ersetzt durch Reste von Delessitbändchen, vornehmlich aber Carbonat. Auch das eine oder das andere Erzkörnchen tritt als Einsprengling auf.

Die Grundmasse besteht aus wenige 0·01 *mm* breiten Plagioklasleistchen $\perp$ MP 32, 34, 35 . . . 58—63% An im Kern, Andesin in der Hülle (Zonarstruktur allmählich verlaufend), ebensogroßen Augitnädelchen, Olivin, zersetzt in ähnlicher Weise wie die Einsprenglinge, Magnetit und gleichviel Titaneisenkryställchen, bisweilen Gruppen bis $^1/_4$ *mm* groß, beides auch in sehr zierlichen moosähnlichen Skeletten, endlich Apatit in Kämmen und Nädelchen. Ferner sind braune stark pleochroitische Hornblendenädelchen in geringer Zahl vorhanden, c γ nahe 10°.

Ehemaliges spärliches Glas ist ersetzt durch Carbonat oder spärlichen Delessit, auch durch limonitische Substanzen. Zu letzterer sind auch manche Magnetitkörnchen umgewandelt, so daß einige Male der Verdacht anwesenden Perowskits erregt wurde. Die übliche mikrochemische Prüfung darauf ergab ein negatives Resultat.

Das Gestein stellt einen gut charakterisierten Typus dar (Olivin, Augit, Erze als Einsprenglinge, viel Plagioklas in der Grundmasse), ist chemisch wohl gleich den Gesteinen der Untergruppe 3 b β, strukturell hingegen davon verschieden.

Untergruppe 3 b β.

Gesteine mit Einsprenglingen von Augit und reichlichem Olivin (letzterer jedoch nur in der Grundmasse).

Einzelvorkommnisse.

25. Südlich Valle S. Giorgio di sotto Kote (2)5 . . . [—11, —7][1]) an (westlich) der Straße setzt in Kreide ein etwa $^1/_2$ *m* mächtiger Gang auf.

Schwarzes, wenn verwittert graubräunliches Gestein mit zahlreichen kleinen Einsprenglingen von Augit und Olivin bei hypokrystallinporphyrischer Struktur.

Augit. Wohl ausgebildete Krystalle, gern glomeroporphyrisch gehäuft, bis $^1/_2$ *mm* groß, von der gewöhnlichen Flächenausbildung, (100) mit etwas kleinerer Zentraldistanz als (110), (010); in der Richtung der c-Achse 3—4mal so lang als breit, mit Einschlüssen von Magnetit und Glas, von der Farbe 41 purpurgrau s. Scb. d. 33 μ. — Bestimmungen: Ein sanduhrstruiertes Individuum lieferte ⊥ β für $\bar{1}11$ $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) ρ $46^1/_4$, Na $46^1/_2{}^0$, υ $46^2/_3{}^0$, für 100 ρ $52^0/_{10}{}^0$, Na $53^1/_2{}^0$, υ 55^0. $\bar{1}11$ schwach bräunlich < lichtbrechend als 100, das intensiver gefärbt ist. — D. d. D. für beide $\rho > \upsilon$. Ein Mikrolith ohne deutliche Sanduhrstruktur $c\gamma$ 48°. — A. A. $\rho = \upsilon$. — A. B. $\rho \gtrsim \upsilon$. — $V_{(6{\cdot}9,\ 6{\cdot}8)} = 23^5/_6{}^0$, $V_{(16{\cdot}5,\ 7{\cdot}8)} = 26^0$. An sanduhrstruierten Schnitten liegt A. A. für $\bar{1}11$ . . . $2^5/_6{}^0$ näher an γ als für 010.

Olivin in bis $^1/_2$ *mm* großen, von den gewöhnlichen Flächen scharf begrenzten, einschlußreichen, jedoch ganz pseudomorphosierten Formen, die ehemals nach Streifung und Spaltung wohl Iddingsit waren, jetzt limonitische Masse sind, zum Teil schon verdrängt durch Carbonat. Ein Augitmikrolithenhaufen deutet auf Quarzresorption.

Grundmasse bestehend aus bis $^1/_{10}$ *mm* breiten Plagioklasleistchen,

⊥ MP		Kern	An	Rand	An
a	1	36	60%	—	—
	1′	33	—	—	—
b	1	33	58%	21	35%
	1′	32	—	20	—

— Zonarstruktur allmählich verlaufend, —

[1]) Bei V. Zanolli l. c. ist ein Gestein aus dieser Gegend beschrieben, das mit diesem (nahe dem Kalkofen südlich obigen Punktes) kaum identisch ist.

gleich großen Augitmikrolithen, einige 0·01 *mm* breiten Magnetitkryställchen, weit weniger Titaneisen, ziemlich viel Apatitnädelchen, ganz selten winzigen Biotitflimmern. In den Gemengteilzwickeln sitzen limonitische Produkte, hervorgegangen aus ehemaligem Glas, welche auch einige wenige Carbonatmandeln umziehen.

Ausscheidungsfolge: Erze, Olivin, Apatit ziemlich gleichzeitig, wenig später Augit, dem sich ziemlich spät Plagioklas anschloß, nachdem Olivin zu krystallisieren bereits aufgehört hatte, zuletzt Biotit.

26. Nordöstlich Cinto C. Vi(gn)alon . . . [0, —6] liegt über basischem Brockentuff ein sehr kleiner Deckenrest.

Graues Gestein mit zahlreichen von Calcit erfüllten Poren, die jedoch selten Hanfkorngröße erreichen, von hypokrystallin porphyrischer Struktur ohne eigentliche größere Einsprenglinge. Das Gestein steht nahe den Augititen.

Augit in zahlreichen bis $^1/_2$ *mm* langen, aber sehr schmalen Leistchen, gern rosettig angeordnet, von bräunlicher Farbe, sanduhrstruiert, $c\gamma\,(v > \rho)$ 43° für $\bar{1}11$, 52° für 100. — $V_{(16{\cdot}3,\ 0)} = 26{\cdot}3°$.

Olivin in zahlreichen scharf begrenzten, gewöhnlichen Formen bis $^1/_4$ *mm* groß, jedoch völlig zersetzt in delessitische, limonitische und Carbonatmassen.

Plagioklasleistchen wenige 0·01 *mm* breit: $\perp$ MP 35° . . . 63% An-Gehalt, 36° . . . 65% An. Dahin führt auch das Maximum der symmetrisch auslöschenden Albitlamellen. Magnetit erscheint in winzigsten, zahllosen Kryställchen, Titaneisen fehlt fast völlig, auch Apatit ist nur spärlich. Wenig farbloses Glas ist noch erhalten oder aggregatpolarisierend und mit Carbonat durchzogen. Ein körneliges Quarzaggregat ist mit einem Augitmikrolithenfilz umzogen.

27 *a)* Nördlich Boccon Kote (40) . . . [0, — 8] (A. a. d. R. K.) liegt auf basischem Brockentuff ein ziemlich ansehnlicher Deckenrest.

Das schwarzgraue Gestein enthält zahlreiche erbsengroße Hohlräume, bedeckt mit grünen, erdigen Produkten, den einen oder anderen größeren Augit- oder Plagioklaseinsprengling, sehr viel Olivin, jedoch nur in der Grundmasse.

Augit in bis $1^1/_2$ *mm* großen, stark korrodierten, innen einschlußfreien Krystallen, außen mit einer von Magnetit und Glaseinschlüssen stark durchsetzten Zone, ohne krystallographische Begrenzung, von der

Farbe 34 orangegrau r, Sch. d. 32 μ., bei sehr geringem Pleochroismus (α etwas mehr rötlich) von denselben Eigenschaften wie die Grundmassepyroxene. $V_{(13\cdot2,\ 14\cdot7)} = 27^1/_2{}^0$. Älterer Plagioklas von gleicher Zusammensetzung wie der der Grundmasse ist zu einem 1 *mm* großen Aggregat versammelt, durchsetzt von viel Glas und Erzeinschlüssen.

Grundmasse bestehend aus zahlreichen, selten mehr als $^1/_{10}$ *mm* haltenden, scharf von den gewöhnlichen Flächen begrenzten Olivinpseudomorphosen, die völlig oder am Rande bestehen aus dem Minéral rouge, das aber auch schon vielfach in limonitische Masse zersetzt ist, im Kern erscheint oft Delessit, manchmal auch eine einfach bis schwach doppelbrechende farblose Substanz mit n wenig > Canadabalsam, ferner aus bis $^1/_{10}$ *mm* breiten zahllosen Plagioklasleistchen,

⊥ MP			An	∥ M	Kern	An	Rand	An
a	1	$30^1/_2$	58%	a	— 25	67%	+ 4	22%
	1′	34	—	b	— 22	62%	— 5	36%
b	1	34	59%	—	—	—	—	—
	1′	32	—	—	—	—	—	—

— Zonarstruktur allmählich verlaufend —

weiters aus Pyroxen in kurzen Krystallen oder Körnern, zahlreichen Magnetitkryställchen wenige 0·01 *mm* groß und ungefähr gleich viel Titaneisen in borkenkäfergangähnlichen Bildungen bis zu kleinsten Schüppchen, endlich Apatit in Nadeln und Kämmen. Ehemaliges Glas in den Komponentenzwickeln, die Ränder der größeren Poren, die kleinen Poren zur Gänze, sind erfüllt mit einem apfelgrünen, seltener infolge limonitischen Saftes braunen Produkte: n > Canadabalsam, schwache plagioklasgleiche Doppelbrechung, meist jedoch überaus feinschuppig bis faserig, dann aggregatpolarisierend, in der Faserrichtung γ (Glauconit?). Außerdem erscheinen noch in der Grundmasse limonitische Häute, sehr selten an den Wänden der Hohlräume Hyalithhäutchen.

27 *b)* Nördlich Boccon C. Ba(l)lerina (die südliche) am Weg linkes Bachufer liegt ein groß- und kleinblasiges graues Gestein, offenbar eines Ganges vor, das mit dem eben besprochenen identisch ist.

Augit bis 3 *mm* große wenige Individuen in jeder Beziehung = G. a. Ein Zwilling nur angenähert ⊥ β ließ beide Individuen gleichzeitig auslöschen, auch die Behandlung mit dem Federowschen Tisch

ergab $c\gamma(\upsilon > \rho)$ 45°. D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon \geqq \rho$. — An einem etwas grauen Schnitt $V_{(10{\cdot}8,\ 14{\cdot}3)} = 29^{1}/_{3}°$. — $\beta = 1{\cdot}693$.

Der eine oder andere bis 3 *mm* große Plagioklas lieferte

⊥ MP	An	K. D. Z.		Kern	
1 31	55%	1	$12^{1}/_{2}$	1′	14
1′ 29		2	20	—	

Hülle von 2 innen 28, ganz außen 16.

Der homogene Kern zeigt am Rande winzigste Korrosionsschläuche, auf ihn folgt eine kaum $^{1}/_{20}$ des Gesamtindividuums breite Hülle, die basische Rekurrenz zeigt, sonst normale Zonenfolge. Über diese Art Zonenfolge siehe noch später bei den Hypersthenbasalten.

Grundmasse = der des G. a, nur die Komponenten etwas größer. Plagioklasleistchen bis $^{1}/_{4}$ *mm* breit gaben

⊥ MP		Kern	An	Rand	An
a		35	62%	21	35%
b	1	34	62%	—	37%
	1′	$35^{1}/_{2}$	—	23	—
c	1	32	57%	—	—
	1′	31	—	—	—

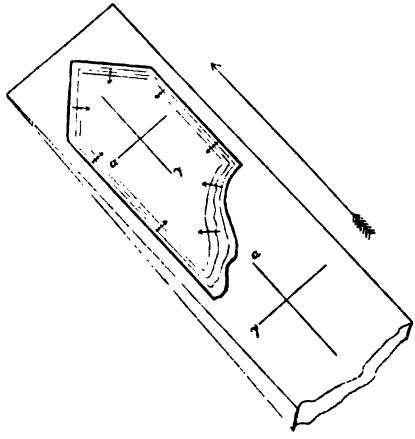
— Zonarstruktur vornehmlich am Rande entwickelt —

Olivin bisweilen in bis $^{1}/_{2}$ *mm* großen Formen = denen des G. a, im Kern außer Delessit schon manchmal Carbonat. Das rote Mineral[1]), das hier wie in G. a in ähnlicher Farbe und Form auftrat wie in manchen Usticagesteinen, war zum Studium durch die beginnende Umwandlung in Limonit erschwert. In beiden Fällen liegt ein tief rotbraun gefärbtes Mineral, stellenweise noch deutlich doppelbrechend, vor; es ist homoax zum Olivin und scheint die Mittellinie γ, welche einen sehr spitzen Winkel der optischen Achsen halbiert, auf 001 austreten zu lassen. Da aber Olivinreste zur sicheren Deutung nicht mehr vorhanden waren, blieb eine einwandfreie optische Orientierung aus den Umrißformen allein etwas ungewiß. Deswegen wurde an dem in Rosenbuschs Gesteinslehre als Iddingsitbeispiel angegebenen roten Mineral des Basaltes von Langenscheid in Nassau, das dort sehr breit und schön entwickelt ist und sich außerordentlich leicht im || und konvergenten Licht untersuchen läßt, versucht, die Eigenschaften zu ermitteln. (Der noch frische Olivin dieses Basaltes ist fast

[1]) Siehe hierüber bei H. Wiegel, Zentralbl. f. Min. etc., 1907, pag. 372. Daselbst auch die übrige Literatur.

Forsterit, da Schnitte $\perp$ zu einer Achse ($\pm$) eher (+) sind.) Allerdings folgte aus der Untersuchung, daß die optischen Verhältnisse dieses Minerals andere seien als bei dem Euganeenbasalt. Die Beobachtungen ergaben: Ein Schnitt $\perp \beta$ des Olivin zeigte zwischen rotem Mineral

Fig. 9.



und Olivinsubstanz infolge gekreuzter Lage der Schwingungsrichtungen[1]) einen Kompensationsstreif, ebenso ein Schnitt $\perp \gamma$ des Olivin;

[1]) Gelegentlich der Bestimmung der Schwingungsrichtungen α und γ soll einer den geübten Petrographen wohl als selbstverständlich, wie aber aus manchen Arbeiten der neueren Literatur ersichtlich ist, doch nicht allgemein bekannten Erscheinung Erwähnung getan sein, mit Hilfe derer beispielsweise die Schwingungsrichtungen am sehr dunklen Minéral rouge der Usticabasalte bestimmt wurden, ferner an Präparaten von großer Dicke oder starker Doppelbrechung, dann an intensiv absorbierenden, eventuell stark anomale Interferenzfarben aufweisenden Mineralen, bei denen mit dem Gypskeil überhaupt eine sichere Kompensationsstellung nicht zu erreichen ist. — Beim roten Mineral des Langenscheider Basalts genügt auch das Gypsblättchen rot I. Ordnung. — Ganz analog der Bestimmung des Charakters der Mittellinie im konvergenten Licht mit Hilfe des Gypskeiles beobachtet man auch ein Wandern der Farbenstreifen im $\parallel$ Licht. Sind die gleichartigen Schwingungsrichtungen im Keil und Präparat gekreuzt, so wandern die Farbenstreifen der niedrigeren Interferenzfarben von den dünneren Rändern des Präparats gegen die Mitte (siehe Figur, die Pfeile deuten das Wandern der Farbenstreifen an bei der Verschiebung des Keils in der großen Pfeilrichtung), sind sie $\parallel$, umgekehrt. Natürlich lassen sich auch in monochromatischem Licht die Bestimmungen vornehmen und oft sogar noch besser als in weißem Licht.

dagegen fehlt er in einem Schnitt $\perp \alpha$. Das rote (3 Zinnober 2. Übergang nach Orange Sch. d. 25 μ) Mineral dieses Basaltes ist nun aber nicht einheitlich, sondern vereinigt zwei Glieder (vielleicht verschiedene Minerale) O δ und O $\delta\,\varepsilon$, die aber miteinander mischbar sein müssen. Auch verschiedener Wassergehalt oder eine verschiedene Oxydationsstufe des Fe könnte die Ursache der Verschiedenheit der optischen Orientierung sein. Die Verschiedenheit von O δ und O $\delta\,\varepsilon$ ergibt sich aus folgendem: An einem Schnitt gut $\perp \beta$ des Olivin erschien die zu äußerst gelegene Partie O $\delta\,\varepsilon$ dunkler rotbraun als die innere O δ. O $\delta\,\varepsilon$ zeigte einen kleinen (zirka 30°) Achsenwinkel um die Mittellinie α, die Achsenebene lag in der Ebene 010 des Olivin, das Mineral O δ hingegen zeigte um die Mittellinie α einen großen Achsenwinkel, zirka 70—80°, die Achsenebene lag bei ihm aber $\perp$ zur Achsenebene von O $\delta\,\varepsilon$, also in 100. Ein Schnitt $\perp \alpha$ des Olivin zeigte in O $\delta\,\varepsilon$ das Bild der optischen Normale, in O δ die sehr verwaschene Mittellinie γ. Schnitte zwischen 010 und 001 ergeben in O $\delta\,\varepsilon$ ein Interferenzbild fast gleich dem eines einachsigen Krystalls mit symmetrisch das Gesichtsfeld teilender Barre, dagegen erscheint in O δ das Bild einer nicht sehr stark gekrümmten Hyperbel. Ein Schnitt nahe $\perp \gamma$ des Olivin lieferte für O $\delta\,\varepsilon$ das Bild einer sehr verschwommenen Mittellinie, für O δ das Bild der optischen Normale. Mit diesen Befunden des konvergenten Lichtes harmonieren demnach jene, welche aus den Beobachtungen im parallelen Lichte gewonnen wurden. Aus allem ergibt sich für das rote Mineral des Basalts Langenscheid

Olivin	O $\delta\,\varepsilon$	O δ
α	β	γ
β	α	α
γ	γ	β.

Die für das Mineral O $\delta\,\varepsilon$ angegebene Orientierung ist gleich der von Michel-Lévy für das Minéral rouge angegebenen, doch fand Michel-Lévy einen Achsenwinkel $2V = 70°$.[1]) Der Winkel der optischen Achsen um α ist dort also noch weiter gewachsen. Für dieses Mineral Michel-Lévys möge der Name O ε gebraucht werden, jenem aber mit Achsenwinkeln zwischen O ε und O δ gebührt der Ausdruck O $\delta\,\varepsilon$.

[1]) Ob H. Wiegel (Zentralbl. f. Min. etc., 1907, Nr. 12, 372) das Mineral Michel-Lévys mit großem Achsenwinkel vorgelegen, ist zweifelhaft.

Noch weiter gewandert müssen die Achsen sein in dem grüngelben Mineral Beckes[1]) und dem roten aus den Usticabasalten, da dort die Achsenebene in 001 liegt, nur haben dort auch die Elastizitätsachsen α und γ im Vergleich zu Olivin gewechselt. Wir hätten also bei dem roten Mineral den seltenen Fall der Wanderung jeder einzelnen optischen Achse längs dreier Seiten eines Kugeloktanten, eine Erscheinung, die in geringerem Maße bei isomorphen Mischungen des öfteren beobachtet wurde. Daß der Übergang von Oδ und O$\delta\varepsilon$ ganz sukzessive erfolge, ließ sich leicht nachweisen in der Diagonalstellung eines Schnittes von Olivin $\perp \beta$. Bei der Verschiebung des Präparates mit dem Parallelschlittentisch von Oδ zu O$\delta\varepsilon$ sieht man ganz allmählich die beiden Hyperbeln sich nähern, schließen und darauf in der Richtung normal zur früheren auseinanderwandern. Vielleicht ergibt sich noch bei der weiteren Bearbeitung der übrigen Euganeenbasalte die Gelegenheit, all die verschiedenen Umwandlungsprodukte des Olivin im Zusammenhange darzustellen.[2])

Auffällig sind in der Grundmasse unseres früher besprochenen Euganeenbasaltes ehemalige Glaspartien in den Zwickeln, welche entweder noch wenig verändert, farblos bis schwach grünlich sind, oder aber aggregatpolarisierend, oder endlich nur am Rande die eben besprochene Beschaffenheit zeigen, in der Mitte des Gebildes aber schwach grünlich bis intensiv grün gefärbte (15 grasgrün m Sch. d. 35 μ) Blättchen von delessitähnlicher Beschaffenheit aufweisen, wobei die Färbung zonenweise in den Fasern auftritt, ohne daß dabei eine Änderung der Doppelbrechung zu merken wäre; ganz im Zentrum findet sich dann wieder eine aggregatpolarisierende, stark zinnobergrün gefärbte Masse. Alle diese Produkte sind $>$ lichtbrechend als Canadabalsam. Manche dieser ehemaligen Produkte sind durch Limonitsaft honiggelb gefärbt. Manche dunklere, schlierige, auch rundliche Partien enthalten nur Plagioklas und Erze, ersteren in sehr dünnen langen Mikrolithen, letztere in großen Skeletten. Die Erscheinung wird noch bei den Hypersthenbasalten zur Sprache kommen.

Ausscheidungsfolge: Bei den letzten beiden Gesteinen hat offenbar die Krystallisation des Augit und Plagioklas früher begonnen als jene des Olivin.

---

[1]) D. M., XVI, 311, und XXIII, 487.

[2]) Die sehr mannigfaltigen Umwandlungsprodukte des Olivin s. schon bei Zirkel, Basaltgesteine, Bonn 1870, pag. 63.

28. Südöstlich Zovon Kote 21(0) . . . [10, — 5] trifft man in einem Graben schlecht aufgeschlossen ein Ganggestein in Tertiärmergeln an. Graues Gestein mit dem einen oder anderen Augiteinsprengling, selten auch Plagioklas, viel Olivin in der Grundmasse bei hypokrystallinporphyrischer Struktur.

Plagioklas von heterogener Art: Ein $^1/_2$ *cm* großer Schnitt nahe || M — 15 im klaren Kern . . . 49% An, +6° in der glasreichen Hülle . . . 29% An; der Krystall ist stark zersprungen, in den Sprüngen sitzt jetzt Glas. Zu Labrador führte auch eine Bestimmung vermittelst der Immersionsmethode an Exemplaren an dem Probestück. Ein 2 *mm* großer Krystall von Oligoklas (nach der Lichtbrechung).

Fig. 10.

Augit in wenigen bis 1 *mm* großen farblosen Exemplaren, stark korrodiert, im Kern arm, in der Hülle reich an Einschlüssen. $V_{(5,\ 9\cdot3)} = 24^1/_3°$, $V_{(14,\ 6\cdot6)} = 25^1/_2°$. — $\beta = 1\cdot696$.

Ferner erscheint im Gestein das eine oder andere Gebilde bis 1 *mm* groß mit ehemaligem Fasermineral, das großenteils limonitisch geworden ist, auch delessitisch; das Faser-Blättermineral dürfte $H\gamma$ sein und auf rhombischen Pyroxen hindeuten. Als fremdartiger Einschluß erscheint ein aus $^1/_{10}$ *mm* großen pflasterartigen Quarzkörnchen gebildetes mehrere Millimeter großes Aggregat. Ein Porricinkränzchen um ehemaligen Quarz, der zu Glas aufgeschmolzen wurde, umringt daraus hervorgegangene Delessitsphärolithe.

Die Grundmasse besteht aus zahlreichen bis $^1/_{10}$ *mm* breiten Plagioklasleistchen ⊥ MP 33 im Kern 60% An, 10 in der Hülle

27% An. Ein K. D. Z. 1 ... $15^1/_2$, 1' ... 15, 2 ... 34 ... 60% An[1]), Augit in winzigen, wenige 0·01 *mm* breiten, doch viel längeren Nädelchen, ebenso großen Magnetitkrystallen und Gruppen, viel weniger Titaneisenflitterchen, ferner winzigen Apatitnädelchen. Olivin ist in der Grundmasse in ziemlich viel Kryställchen vorhanden gewesen, wofür sprechen ebenmäßig begrenzte Delessitpseudomorphosen, gern erfüllt im Innern von Carbonat. Glas war sehr wenig vorhanden und ist jetzt Delessit. Letzterer erfüllt manche größere ehemalige Hohlräume und schwimmt in manchen Fällen als Sphärokrystalle (s. d. Fig. 10, Vergr. 250mal) mitten in Kalkmandeln, wie es auch bei G. 15 beschrieben wurde. Am Rande dieser Sphärokrystalle oder Bänder bemerkt man nun Kränzchen eines Carbonats mit viel größeren Brechungsexponenten als Kalk (dieser in der Figur punktiert), n < Methylenjodid, nicht löslich in kalter, unter Gasentwicklung in warmer Salzsäure: Magnesit.

3c. Basalte mit Einsprenglingen von viel Plagioklas, Olivin und Augit.

Gruppencharakteristik.

Chemisch durch das entschiedene Vorwalten des Plagioklases vor den anderen Gemengteilen von der vorigen Gruppe verschieden, was sich durch das Auftreten zahlreicher großer Einsprenglinge von Plagioklas, ziemlich vielen ebensolchen von recht einheitlichem Augit und Olivin verrät.

Am besten repräsentiert diese Gruppe das Gesteinsvorkommen östlich Cinto, welches in jeder Beziehung gleichartig ist mit dem unverhältnismäßig frischeren analysierten Gestein nördlich M. Venda.[2])

Einzelvorkommnisse.

29. Nordöstlich Este, Calaone Kote 12(7) ... [2, 1] tritt ein wenig auffälliger Gang von geringer Mächtigkeit in basischem Brockentuff auf.

Bräunlich-graues Gestein mit zahlreichen Einsprenglingen von Plagioklas (vereinzelte bis 1 *cm* lang), viel weniger Augit und

[1]) Die An-Prozentbestimmung erfolgt nach einer von Becke ähnlich der von Michel-Levy dargestellten Tabelle.

[2]) D. M., XXV, 328.

noch weniger Olivin bei hypokrystallinporphyrischer Struktur ohne deutlichen Hiatus zwischen diesen und der Grundmasse.

Plagioklas meist tafelig

⊥MP		Kern	An	Rand	An
a	1	34	60%	22	36%
	1′	33½	—	23	—
b	1	30½	56%	—	32%
	1′	31	—	17	—
c	1	32	61%	—	—
	1′	35	—	—	—

K. D. Z. Kern 1 . . . 17, 1′ . . . 16, 2 . . . 33, 59% An Hülle 1′ . . . 9 28% An — Zonarstruktur meist nur auf den äußersten Rand beschränkt, der übrige Plagioklas homogen. —

Augit in ziemlich vielen bis 1 *mm* großen bräunlichen, manchmal auch etwas grauen, meist zersprungenen, seltener ebenmäßig begrenzten Krystallen, (100), (010), (110) im Gleichgewicht, in der c-Achse = lang als breit, mit wenig Glas und Erz, auch Plagioklas- und Apatiteinschlüssen. Bestimmungen: nur angenähert ⊥ β cγ ($\upsilon > \rho$) 43°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon \geqq \rho$. — A. B. $\rho \gtrdot \upsilon$. — $V_{(7{\cdot}8,\ 4{\cdot}5)} = 26^{2}/_{3}°$. $V_{(9,\ 7{\cdot}1)} = 25^{1}/_{6}°$.

Olivin nur in wenigen bis ¾ *mm* großen limonitischen Pseudomorphosen. In einer trat auch Chalcedon auf (sehr kleiner Achsenwinkel, (+), α in der Faserrichtung, Doppelbr. 2mal der des Plagioklases, n etwas > Canadabalsam). Am Rande des Chalcedons gegen das Gestein zu erscheinen winzigste pelzartige Nädelchen (?). Ein Körnchen von sehr schwacher Lichtbrechung (isotrop) ist wohl Opal.

Ausscheidungsfolge: Plagioklas und Apatit scheinen die Krystallisation begonnen zu haben, erst dann folgten die übrigen Komponenten, wobei alles gleichzeitig krystallisierte, Olivin sogar bis in die Grundmasse hinein.

30*a*) Östlich Cinto Eug(a)neo . . [0, —6] an der Straße durchsetzt ein etwa ½ *m* breiter Gang die Tertiärmergel.

Das graue Gestein ist stark verwittert mit wenig kleinen Hohlräumen, von hypokrystallinporphyrischer Struktur, ohne deutlichen Hiatus zwischen Grundmasse und Einsprenglingen. Als solche treten auf sehr zahlreich Plagioklas, ziemlich viel Augit und Olivin, ferner Magnetit.

Plagioklas bis 3 *mm* messende Tafeln oder Leisten.

K.D.Z.	1	1′	2	2′	An
a	23	23	37½	—	73% Kern
	13	13	26	—	46% Rand
b	17	13	39	32	63% Kern
c	5	1	22	18	56% Kern

Zonarstruktur sich auf den ganzen Krystall erstreckend, jedoch vornehmlich entwickelt am äußeren Rand.

Augit in violettbräunlichen bis 1 *mm* großen, seltener etwas lichteren, schwach grünlichen, auch fleckigen Krystallen von der Begrenzung wie im vorigen Gestein, ziemlich einschlußfrei, außen jedoch wie die Plagioklase solche enthaltend. Pleochroismus schwach, α grünlichbraun, β braun. — A. A. $\upsilon > \rho$. — A. B. $\rho \gg \upsilon$. — $V_{(19,4°3)} = 28\frac{1}{2}°$.

Olivin in bis 2 *mm* großen Formen, gern von unregelmäßiger, manchmal aber auch sicher deutbarer Umgrenzung, pseudomorphosiert in Delessit (blättrige, radialstrahlige Aggregate, Absorption $\gamma > \alpha$, α gelblichgrün, γ hechtgrün, 1- bis schwach 2achsig, (—), γ in der Längsrichtung, α und $\gamma >$ Canadabalsam).

Magnetit in Krystallen oder Gruppen bis zu 1 *mm* groß.

Die Grundmasse enthält viele Plagioklasleistchen,

⊥ MP		Kern	An	Rand	An
a	1	28	52%	12	28%
	1′	28	—	—	—
b	1	25	47%	—	—
	1′	28	—	—	—
c	1	25	42%	—	—
	1′	25	—	—	—

— Zonarstruktur, wenn vorhanden, über den ganzen Krystall hinlaufend —

Augit in kurzen Krystallen und Körnern = dem der Einsprenglinge, Magnetitkryställchen, etwa ⅛ hiervon zarte Tafeln von Titaneisen, endlich ziemlich viel Apatitnädelchen.

Sonst ist sehr viel Delessit vorhanden (an Stelle ehemaligen Glases) = dem in den Olivineinsprenglingen.

Ausscheidungsfolge. Die Komponenten begannen ziemlich gleichzeitig ihre Krystallisation. Olivin scheint in der Grundmasse nicht mehr vertreten zu sein.

30 *b)* Östlich Cinto Eug(an)eo . . . [0, —3] findet sich anstehend die offenbare Gangfortsetzung des vorigen Gesteins.

Das Gestein und seine Komponenten unterscheiden sich in nichts Wesentlichem vom vorigen.

Plagioklas K. D. Z.	1	1′	2	2′	An
	32	28·5	21½	18	57% Kern
	—	—	bis 0	gehend	22% Rand
⊥ MP	32	33	—	—	58% Kern
	—	18	—	—	32% Rand

Zonarstruktur wie bei G. a.

Augit = dem des Gesteins a.

Die Olivinpseudomorphosen bestehen hier fast nur aus Carbonat; dieses ist bisweilen gestreift, was ehemaliges Fasermineral andeutet. Einzelne Carbonatfelder sind durch limonitische Häute und Delessit, dessen Blättchen ⊥ auf den Feldern (Sprüngen) stehen, noch getrennt.

Magnetit = G. a.

Grundmasseplagioklase

⊥ MP 29 . . . 54% An im Kern
21 . . . 35% „ am Rand.

Der aus ehemaligem Glas hervorgegangene oder auch in Blasenräumen gebildete Delessit ist großenteils verdrängt durch Carbonat.

30 *c)* Nordöstlich Cinto C. Vignalo(n) . . . [0, —2] am Weg neben (nördlich) dem Graben ist auf kurze Strecke ein schmaler Gang entblößt.

Sein Gestein ist den vorigen beiden gleich, derart, daß man die 3 Gesteinsvorkommnisse als einer einzigen Gangspalte angehörig erklären muß.

Plagioklas

⊥ MP		Kern	An	Rand	An
a	1	30	58%	—	—
	1′	34	—	—	—
b	1	36	65%	—	—
	1′	36	—	—	—
c		31	56%	19	33%
∡ ω		81	58%	98	44%

K. D. Z. 1 . . . 35, 1′ . . . 34, 2 . . . 16, 2′ . . . 18 60% An.

— Zonarstruktur allmählich sich entwickelnd, manchmal fehlend, in der Hülle bisweilen basische Rekurrenz —

Augit = dem in G.a und b ($c\gamma$ 46°, bei einem anderen Schnitt 47°, A. B. $\rho > \upsilon$), zeigt aber stellenweise Umwandlung in ein delessitisches Produkt, nebst winzigsten, stark lichtbrechenden, meist länglichen, scheinbar farblosen Körnchen, ob Pistacit oder ein Titanmineral, (?) infolge der außerordentlichen Kleinheit; diese Produkte sind aber großenteils schon verdrängt durch Carbonat. Im Gegensatz zum Augit ist der Plagioklas frisch; über dieses eigentümliche Verhältnis, das ebensooft auch umgekehrt ist, wird noch später gesprochen werden.

Olivin und Magnetit = G.b.

Grundmasse = G.b, doch hat hier noch mehr das Carbonat die delessitischen Produkte verdrängt.

Plagioklasleistchen

⊥MP		Kern	An	Rand	An
a	1	25	45%	—	—
	1′	26	—	—	—
b	1	32	58%	—	—
	1′	31	—	—	—
c		28	52%	13	29%

— Zonarstruktur, wenn vorhanden, allmählich sich entwickelnd —.

Wenige Mandeln lassen in dem sie erfüllenden Carbonat noch radialstrahlige limonitische Reste erkennen, ehemalige Delessithäufchen.

31. Südöstlich Cortela F(o)ntana Mura ... [0, —4] steht an der Straße ein — allem Anschein nach ziemlich mächtiger — Gang an, dessen Gestein aber schon fast völlig zersetzt ist, so daß es mit den Fingern zerbröckelt werden kann.

Das graue Gestein enthält ziemlich viele, mehrere Millimeter große Einsprenglinge von Plagioklas, meist zersetzt. An frischem wurde bestimmt: Lichtbrechung stark > Canadabalsam, opt. Charakter (+), daher Labrador. In derselben Zahl und Größe erscheint auch ein deutlich braun gefärbter Augit $V_{(s,\ 1\cdot7)} = 27°$. Wenige limonitisch-delessitische Haufen deuten auf Olivin. Magnetit in Gruppen und Krystallen bis $^1/_4$ *mm*. Grundmasse vorwiegend bestehend aus wenige 0·01 *mm* breiten Plagioklasleistchen (Rand = Oligoklas), weit weniger Augit-Körnern und -Krystallen, ziemlich viel Magnetit, viel weniger Titaneisen, beides auch in Skeletten, endlich oft ziemlich dicken Apatitsäulchen. Ehemaliges spärliches Glas und der

größte Teil der Plagioklaskerne ist umgewandelt in delessitisch-erdig-limonitische Massen.

Anhang.

32. Den vorigen Gesteinsvorkommen sicher gleich ist eines aus dem nördlichen Gebietsanteil der Euganeen, das sich nur dadurch unterscheidet von den eben besprochenen Vorkommen, daß infolge starker Korrosion der Großteil der Plagioklaseinsprenglinge aufgeschmolzen wurde, so daß nur einige wenige stark korrodierte Plagioklase übrig geblieben sind. Das Gestein findet sich als schmaler Gang südöstlich Zovon Cote 21(0) . . . [10, — 3] und ist interessant wegen des Gehaltes einer Menge Modifikationen von SiO_2; es ist grauschwarz, durchsetzt von mehreren Millimeter großen Mandeln, enthält ziemlich viel Einsprenglinge von Augit, zahlreiche von Olivin und wenige von Plagioklas.

Der fast farblose Augit mit schlechter krystallographischer Begrenzung — ist er gut ausgebildet, dann (100), (110) und (010) im Gleichgewicht, die c-Achse wenig verlängert — ist meist korrodiert und erscheint in bis mehrere Millimeter großen Individuen, im Kern klar, in der Hülle mit zahlreichen Einschlüssen, schwach zonar struiert. Die einzelnen Zonen unterscheiden sich aber ein wenig in ihrer Substanz, da man an einem Schnitt mit der Achse B im Interferenzbild nachweisen kann, daß diese nur eine sehr geringe pendelnde Verschiebung in den einzelnen Zonen erleidet. $c\gamma\,(\upsilon > \rho)\ 45^0$. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon \geqq \rho$. — A. B. $\rho > \upsilon$. — $V_{(5{\cdot}9,\ 3{\cdot}7)} = 26^2/_3{}^0$.

Plagioklas in wenigen, mehrere Millimeter großen gerundeten Individuen $\perp$ MP 1 . . . $32^1/_3$, 1′ . . . $33^1/_2$ im Kern . . . 59% An, ein anderer Schnitt gut $\perp$ M, aber nicht sehr gut $\perp$ P . . . 1 . . . 27, 1′ . . . 29 im Kern, 1 . . . 32 in der Hülle, 1 . . . 14 am Rand: Zonarstruktur im Kern fehlend, in der sehr schmalen Hülle im Innenrand basischer als der Kern, dann normal verlaufend gegen den äußeren Rand zu.

Olivin war in bis 1 *mm* großen gut begrenzten Krystallen vorhanden, doch restieren jetzt bloß noch Pseudomorphosen, bestehend aus Delessit, Carbonat und SiO_2-Mineralen. Auch rhombischer Pyroxen bis 1 *mm* groß war vorhanden, gewöhnlich in der Nähe der alten Plagioklase; übrig davon ist nur restweise $H\gamma$. Auch Erzkörner bis 1 *mm* groß treten auf und das eine oder andere schon makroskopisch sichtbare Apatitkorn.

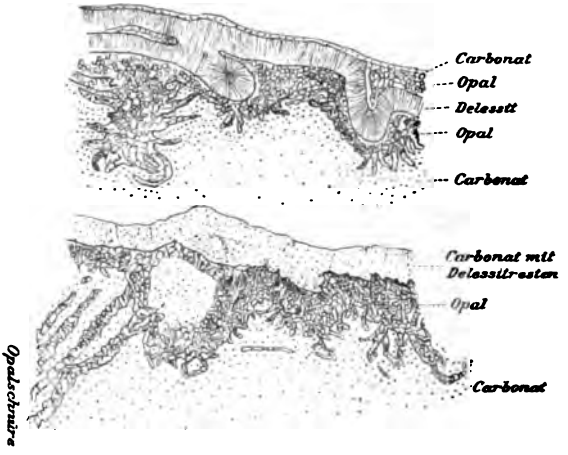
Die sehr feldspatreiche Grundmasse besteht aus bis $^1/_4$ *mm* breiten Plagioklasleistchen,

K. D. Z.	1	1′	2	2′		An
a	17	18	$32^1/_2$	$34^1/_2$	Kern	59%
	—	24	—	—	Hülle	73%
	—	12	—	—	Rand	45%
b	12	$15^1/_2$	36	33	Kern	60%

	MP	Kern	An	Rand	An
a	1	$35^1/_2$	62%	15	30%
	1′	34		—	

gut auskrystallisierten Augitnädelchen, Magnetitkryställchen und viel weniger Titaneisenblättchen, wenige 0·01 *mm* groß, beides auch in

Fig. 11.



winzigsten Skeletten, ferner sehr zarten Apatitnädelchen. Glas war ehedem nicht viel vorhanden und ist jetzt zum Teil von Carbonat verdrängt, zum Teil in Delessit umgewandelt oder SiO_2-Minerale. Von diesen kommen vor im Glas und besonders gern am Rand der Mandeln schon mit Obj. 3 gut sichtbare Tridymitblättchen, ferner ziemlich viel grünlich-gelblicher Opal, aber auch Hyalith in zapfenförmigen, gewundenen Gebilden fast am Grunde aller Mandeln, bisweilen diese ganz erfüllend, manchmal von Carbonat verdrängt werdend und dann nur in Schnüren restierend (s. hierzu die Figur — Vergr. 200, — welche zwei Stücke von Rändern von Carbonatmandeln darstellt), endlich in Mandeln noch folgende

farblose — nach der Prüfung in Salzsäure — SiO_2-Minerale: In einer Mandel sitzt auf delessitischem Grund ein Opalband, auf diesem radialfaserige Aggregate $n <$ Canadabalsam, γ Längsrichtung, Doppelbrechung etwa feldspatgleich, daher: Lussatit; über der Lussatitzone folgt eine fast isotrope Faserzone, mit γ in der Längsrichtung der Fasern, viel stärker lichtbrechend als der Lussatit, doch noch etwas schwächer als Canadabalsam . . . ? . . . . . , auf die Zone . . . ? . . . folgt ein blättrig-faseriges Aggregat, den ganzen übrigen Teil der Mandel erfüllend: Doppelbrechung etwa halb so groß wie die des Plagioklas, daher Pseudochalcedon. Eine andere Mandel läßt über einer Opal- und Hyalithzone ein Chalcedonband, darüber Quarz erkennen. Wieder eine andere Mandel ist ganz erfüllt von Chalcedon oder Opal. Carbonat tritt manchmal in den SiO_2-Mandeln auf, manche Mandeln erfüllt es ganz.

3 d. Basalte mit Einsprenglingen von farblosem und grünem Augit.

Gruppencharakteristik.

Die folgende Gruppe von Gesteinen enthält stets einen mehr weniger intensiv grün gefärbten Augit, manchmal spärlich, manchmal recht zahlreich neben einem farblosen bis schwach grau oder bräunlich gefärbten zweiten Augit. Die Gruppe geht in manche limburgitische und augititische Basalte über (siehe bes. G. 8, 9); eine scharfe Grenze läßt sich natürlich nicht ziehen; als trennendes Moment wurde die reichlichere Ausbildung von Feldspat angenommen. Doch tritt dieser als Einsprengling entweder gar nicht oder nur in vereinzelten Exemplaren, öfters nur als Fremdling auf. Durch Olivinentwicklung in der Grundmasse, seltener als spärlicher Einsprengling wird der Übergang zu den 3 vorangegangenen Gruppen vermittelt: die Analcimite unterscheiden sich durch die höchst intensive Ausbildung von großen Olivineinsprenglingen, der Gruppe b fehlt der zweierlei Augit, starke Olivinbildung in der Grundmasse ist dort die Regel, die Gruppe c endlich unterscheidet sich durch den enormen Feldspatgehalt. Sowohl die Gruppe c als die eben behandelte leitet direkt zu gewissen Andesittypen über. Recht häufig treten in den Gesteinen dieser Gruppe Reste von resorbierten Hornblenden auf, diese sind dann des öfteren der Ausgangspunkt für die Olivinbildung in der Grundmasse. Durch gelegentlichen, spärlichen Eintritt von rhombischem Pyroxen leitet diese Gruppe auch zu den Hypersthen-

basalten über. Unter allen basischen Gesteinen der Euganeen hat diese Gruppe weitaus die größte Flächenverbreitung. Sehr viele der Einzelvorkommnisse gehören sicher einem einzigen Eruptionsakt, etwa einer Decke an.

Einzelvorkommnisse.

33. Nördlich Este C. Serra(g)lio . . [0, —4] am Weg steht im Tertiär nur auf kurze Strecke aufgeschlossen ein Gang an.

Das graubraune Gestein, durchzogen von großen Blasen, deren Wände Delessithäufchenbekleidung zeigen, enthält zahlreiche Einsprenglinge von Augit und den einen oder anderen von Plagioklas bei hypokrystallinporphyrischer Struktur.

Augit. *a)* Dunkelgrüner Pyroxen (α 13 grasgrün m, β 12 gelbgrün n, γ 11 gelbgrün p, Sch. d. 60 μ) bis 1 *mm* groß, meist ohne regelmäßige Begrenzung, in der c-Achse etwas verlängert, gern korrodiert, wobei Magnetit als Neubildungsprodukt erscheint, oft mit einer Umrandung des *b)* Augit, welcher farblos bis schwachgrau ist, meist unter 1 *mm* große Krystalle bildet, stets mehr Einschlüsse enthält als der grüne, zersprungen oder ebenmäßig begrenzt ist, dann die Flächen der Vertikalprismenzone im Gleichgewichte, in der c-Achse die Länge = der Breite. Manchmal beobachtet man in der Richtung der c-Achse feinste Linien, wohl von rhombischem Pyroxen. Daß dies wahrscheinlich ist, deuten noch manche limonitische, blättrige Produkte an, die den Kern mancher farblosen monokl. Pyroxene einnehmen. — Bestimmungen: Für den grünen Pyroxen $c\gamma_{(\upsilon>\rho)} = 52°$. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — $V_{(18,\ 4{\cdot}2)} = 39^1/_6°$. Für den hellen Pyroxen $c\gamma_{(\upsilon>\rho)} = 45°$ an einigen Schnitten nahe $\perp \beta$, an einem solchen mit (rhombischer Pyroxen?) Linien 42° — A. B. $\rho \gg \upsilon$. — $V_{(2,\ 8{\cdot}7)} = 26^1/_3°$. — β für a = 1·695.

Plagioklas, der eine oder andere bis $^1/_2$ *mm* große, stark korrodierte, mit zahlreichen stäbchenförmigen, auch kugeligen, opaken und glasigen Einschlüssen durchsetzte Krystall nach opt. Charakter (+) und der Lichtbrechung Labrador. Am Rande findet sich, den Zeitpunkt der Eruption angebend, eine recht glasreiche Einschlußzone, der die schmale, den Grundmasseplagioklasen entsprechende Hülle folgt.

Braune Hornblende ist nur als kleines, kaum $^1/_{10}$ *mm* breites Restchen übrig geblieben, umrandet von den gewöhnlichen Umwandlungsprodukten, darunter auch winzigste, wenig gefärbte, stark lichtbrechende Körnchen.

Olivin ist ziemlich sicher in der Grundmasse vorhanden gewesen als mikroskopische Kryställchen, jetzt jedoch völlig ersetzt durch Delessit.

Quarz erscheint mehrere Male als bis $^1/_2$ *mm* großer Fremdling, umrandet von einem Kranz monokliner farbloser Augitmikrolithen, einmal auch daran grenzend ein dunkelgrüner Augit. Siehe hierzu auch bei G. = 20.

Grundmasse vorwiegend aufgebaut aus bis $^1/_{10}$ *mm* breiten Plagioklasleistchen, deren Kern meist durch Delessit ersetzt ist, weshalb nur die Randpartie gut erhalten ist (Andesin—Oligoklas), farblosem Augit in Körnern oder kurzen Krystallen, meist 0·1 *mm* groß, ebensogroß auch Magnetitkryställchen und etwa an Menge halb soviel Titaneisenblättchen. Mikroskopische Apatitnädelchen sind häufig. Quarz oder Orthoklas konnte in der Grundmasse nicht gefunden werden. Ehemaliges Glas, auch manche Hohlräume sind erfüllt von Delessit, dessen Blättchen manchmal bis $^1/_{10}$ *mm* groß werden. Er findet sich zum Teil in Bändern längs der Komponenten, da an der Grenze zwischen den beiden Medien: Glas und Krystall, der Krystallisationsbeginn (Wärme-, Ausdehnungs-, Lösungs- etc. Differenzen) am begünstigten ist, manchmal auch in radialstrahligen Kügelchen, deren mehrere wieder zusammen sich wie zu einer Sammelfrucht gruppieren, so besonders in Hohlräumen. — Bestimmungen: 1-, höchstens sehr schwach 2achsig, (—), γ in der Längsrichtung, $\gamma > \alpha$, γ gelbbräunlich (9 gelb-gelbgrün p—t, Sch d. 32 μ), α lichtgelb, für γ und α : n > Canadabalsam, Doppelbrechung ungefähr = der des Augit.

34. Nördlich Este C. Serragli(o) . . . [0, —3] am Weg begegnet man einen wenig und schlecht aufgeschlossenen Gang.

Das schwarzbräunliche Gestein mit zentimetergroßen Mandeln, die manchmal mit Carbonat erfüllt sind, ist im wesentlichen gleich G. 33.

Augit a u. b[1]) = G. 33. An farblosem Pyroxen c γ 44°. — A. A. $\upsilon \leq \rho$.[2]) — A. B. $\rho \gtrsim \upsilon$. — $V_{(12\cdot7,\ 8\cdot3)} = 29^1/_2$. Ein Schnitt mit grünem Kern

[1]) a = grüner, b = farbloser Pyroxen wie beim vorangegangenen Gestein.

[2]) Recht häufig ist es bei dem vorliegenden farblosen Pyroxen an der Achse A zweifelhaft, ob die Dispersion $\rho > \upsilon$ oder $\rho < \upsilon$ ist; die Farbensäume sind manchmal trotz sorgfältigen zentralen Blicks ins Konoskop und Kontrolle durch andere Beobachter sehr zweideutig. Nicht selten erscheint an der einen Hyperbelseite ein scheinbar rötlicher Saum, an der anderen ein unscheinbar grauer, manchmal gar etwas grün-

und farbloser Hülle lieferte Wanderung der Achse A $14^1/_2{}^0$ gegen γ des Kerns in der Hülle.

Olivin in ziemlich vielen bis $^1/_2$ *mm* großen, krystallographisch von den gewöhnlichen Flächen begrenzten Formen, pseudomorphosiert in Delessit; die Blättchen zu den Rändern oder Sprüngen des ehemaligen Minerals $\perp$ stehend oder in sphärolithischen Aggregaten, also keine homoaxe Pseudomorphose bildend (s. d. Figur, Schnitt nahe $\perp \gamma$). Im Innern der Olivinformen erscheint oft auch Carbonat. Einige opake bis braune, vielfach zerlappte und gefranste, bis $^1/_2$ *mm* große Gebilde deuten auf geschmolzenen Biotit, Rahmenpyroxene mit Innengerüst und Erzkörnchen nebst den schon im G. 33 erwähnten stark licht-

Fig. 12.

brechenden Körperchen deuten auf resorbierte Hornblende, eventuell zum Teil auch grünen Pyroxen. Manche dieser Formen, mit viel Delessit erfüllt, zeigen infolge allgemeiner Parallelstellung der Blättchen noch Pleochroismus, diese vielleicht aus ehemalig rhombischem Pyroxen hervorgegangen oder aus dessen Spindeln.

Grundmasse = dem G. 33, ebenso seine Komponenten. Ein frischer Plagioklasmikrolith $\perp$ MP 26°, 30° . . . 52% An. Hülle gleich der der meisten anderen von der Umwandlung übrig gebliebenen Plagioklashüllen $\leq$ Canadabalsam, also Oligoklas. Titaneisentäfelchen an Menge = Magnetit.

Ausscheidungsfolge: Erze, Hornblende (Biotit, rhombischer Pyroxen?), dann grüner Pyroxen, bald darauf Aufschmelzung oder

licher Saum. Bei der Messung zeigte sich dann aber, daß die scheinbar rötliche Nuance dem Violett angehört, die andere dem Rot. Die Messung lieferte auch bisweilen das Ergebnis, daß rot $>$ blau, rot aber = oder gar $<$ gelb war. Dadurch erklären sich die etwas abnormen Farbensäume.

Zerfall von Hornblende, Biotit, auch grünem Pyroxen, und Ausscheidung von Olivin und farblosem Pyroxen. Olivin krystallisierte ziemlich lange in die Grundmasse hinein. Endlich Apatit und Plagioklas.

35. Nordöstlich Este Cal(a)one . . . [0, 4][1]) steht offenbar als Decke an ein graues, stark zersetztes Gestein mit zentimetergroßen Blasen, dem vorigen Gestein fast gleich, mit bis $^1/_4$ *mm* großen Einsprenglingen von Augit a u. b in Form von Körnern. Resorbierte Komponenten werden angedeutet durch ein Aggregat von Augit und Spinell. Die Grundmasse ist völlig gleich dem vorigen Gestein, nur ist die Zersetzung sehr weit fortgeschritten und hat nur die äußersten Plagioklashüllen (Oligoklas $\geqq$ Canadabalsam) unversehrt gelassen. Als Neubildungsprodukte erscheinen neben sehr viel Delessit noch trübe erdig-limonitische Massen.

36. Nordöstlich Este M. (C)astello . . . [0, 6], wohl von einem Deckenrest herrührend, finden sich Lesesteine jedesfalls nicht zugehörig zum G. 22.

Das braune Gestein, stark verwittert und durch und durch von limonitischem Safte durchzogen, enthält den Augit a u. b in gleicher Zahl, Größe und Ausbildung wie G. 33. Der Augit b enthält im Gegensatz zum klaren a so viele Glas-, Erz- etc. Einschlüsse, daß die optischen Erscheinungen im konvergenten Licht sehr beeinträchtigt werden. Am grünen Pyroxen: A. A. $\upsilon > \rho$, — am Augit b: $c\gamma$ 45°. — A. A. $\upsilon = \rho$. — A. B. $\rho > \upsilon$. Ein ganz vereinzelter, bis 2 *mm* großer, von Glas- und Erzeinschlüssen ganz durchsetzter Plagioklaskrystall zeigt bei $>$ Lichtbrechung als Canadabalsam (+) Charakter im Kern, also Labrador, $\pm$ in der klaren Randzone, also Andesin. Ganz vereinzelte scharf umrissene limonitische Massen deuten auf Olivin, eventuell rhombischen Pyroxen. Daß Olivin sicher vorhanden war, deuten die mit mancher derartigen limonitischen Masse ehemals gesetzmäßig verwachsenen Titaneisentafeln an, siehe hierzu bei Gestein 10. Ein Hornblenderesorptionsprodukthaufen. Grundmasse

[1]) Ein ähnliches Gestein lag wohl von hier auch Dal Piaz l. c. vor: Ziemlich viel serpentinisierter Olivin, dessen Umwandlungsprodukt selbst auch schon wieder verändert ist, gelblicher, bisweilen etwas veränderter Augit, ferner sehr spärliche korrodierte Sanidinkrystalle als Einsprenglinge in ziemlich schwer aufzulösender Grundmasse von Plagioklas, Augit, Serpentin und Magnetit. SiO_2 ca 50%. Deutliche TiO_2 und P_2O_5-Reaktion. S. a. b. G. 22.

wie bei G. 34 nur von etwas düsterem Aussehen infolge der Limonitmassenentwicklung. An den selten unzersetzten Plagioklasmikrolithen

⊥ MP	Kern	An	Rand	An
	28	52%	20	33½%
	30	55%	22	35½%

K. D. Z. 1 . . . 29, 1′ . . . 30, 2 . . . 15 . . . 54% An.
Titaneisen an Menge etwa ⅓ des Magnetit.

37. Ein den besprochenen Typen ziemlich gleiches Gestein, jedoch großenteils zersetzt, stammt vom Mt. Mur(a)le nordöstlich Este . . . [0, —7], wo es nahe einem Trachytsteinbruch aufgeschlossen erscheint. Vorhanden sind noch bis 1 *mm* große korrodierte Einsprenglinge von Augit a und b. Letzterer enthielt oft rhombischen Pyroxen; davon ist nur übrig $H\gamma$ und auch dieses ist stellenweise schon in Delessit umgewandelt. Von ursprünglich ausgeschiedener Hornblende sprechen noch Resorptionsproduktháufchen, von korrodiertem Quarz ein Opacitkranz, von aufgeschmolzenem Biotit bis 1 *mm* große opake Gebilde. Auch Olivin war vorhanden in gut entwickelten Kryställchen. An seine, des größten Teils der Plagioklase, des ehemaligen Zwickelglases Stelle ist jetzt Delessit getreten, welcher auch kleine ehemalige Hohlräume erfüllt. Seltener erscheinen auch limonitische, erdige Produkte.

Nicht bloß beim vorliegenden Gestein, sondern auch bei allen anderen Euganeenbasalten, wo die Umwandlung des Gesteins erhebliche Fortschritte gemacht hat, läßt sich die Beobachtung machen, daß das Umwandlungsprodukt des restierenden Glases das gleiche ist wie jenes, das sich in den Plagioklaskernen, eventuell im Pyroxen, in der Regel im Olivin und in den ehemaligen Hohlräumen findet. Diese Eigentümlichkeit läßt klar erkennen, daß die leichter löslichen Substanzen durch das ganze Gestein hin, vornehmlich wohl infolge der zirkulierenden Wässer, gleichmäßig verteilt wurden zur Anbahnung eines Zustandes, in dem das gleiche Mineral — in unserem Falle also Delessit — den größten Teil des Gesteins aufbaut. Da die Neubildungsprodukte offenbar infolge Wassergehaltes eines größeren Volums bedürfen als die ursprünglichen Minerale und das Glas, so wurden auch nach und nach die Gesteinshohlräume infolge des Herbeitransportes durch Lösungen mit den Neubildungsprodukten erfüllt. Sehr oft beobachtet man im Anfangsstadium der Gesteinsumwandlung, daß die Krystallisationskeime wirr im Gesteins-

glase oder in den Komponenten herumliegen außer an den Grenzen gegen Komponenten oder an Sprüngen, wo die Neubildungsprodukte mit Vorliebe sich entwickeln, und zwar mit ihrer Faserachse oder Blätterrichtung senkrecht zu diesen Grenzen. Vornehmlich diese letzteren also wachsen in der Regel heran und zehren nach einem physikalischen Gesetz die kleineren Krystallblättchen und Fasern auf. Das ziemlich intensive Wandern vieler Stoffe und das gelegentliche Ansammeln mancher Substanzen zu größeren Körpern im Boden auf Kosten der kleineren überhaupt ist eine ziemlich oft wiederkehrende Erscheinung. Ein Beispiel dafür bieten die Lößkonkretionen und ein noch besseres die riesigen, scheinbar erratischen Braunkohlenquarzitblöcke Nordböhmens, auf die Hibsch gelegentlich aufmerksam gemacht hat. Infolge dieser Wanderung der Stoffe in unserem Gestein und der dadurch bedingten Ausfüllung ehemals heterogener Räume mit gleichem Mineral ist es naturgemäß oft schwer oder überhaupt nicht zu entscheiden, was ursprünglich an einem bestimmten Platze vorhanden war.[1]) Eine derartige Verwechslung von ehemaligem Glas oder Hohlräumen mit ehemaligem Olivin dürfte auch Zirkel[2]) unterlaufen sein.

Das Gebiet nordwestlich, nördlich und nordöstlich des Ortes Valle S. Giorgio di sotto enthält im Untergrunde Scaglia. Dieselbe ist aber überrutscht und verschüttet mit den verschiedenartigsten Gesteinen, die offenbar von Nordwesten ins Tal gewandert sind; die eine oder andere Probe ward mikroskopisch untersucht. Wenn auch das Studium solchen Materials weniger Bedeutung hat als die anstehenden oder gut lokalisierten Gesteine, so finden sich doch darin manchmal bemerkenswerte petrographische Details, ganz abgesehen von der Lösung der Frage der Zusammengehörigkeit solch verrutschten Materials.

38. Von Valle S. Giorgio (d)i sotto ... [0,3] liegt ein gelbbraunes, kleinblasiges, verwittertes Gestein vor, ziemlich gleich den vorangegangenen vier Gesteinen.

Augit bis 1 *mm* groß. Einsprenglinge höchst spärlich, von der Farbe: 14 grasgrün i, Sch. d. 30 μ, etwas zahlreicher von b),

[1]) Auch Törnebohm macht auf diese Schwierigkeit zu wiederholten Malen aufmerksam, besonders bei Diabasen.

[2]) Basaltgesteine, Bonn 1870, pag. 87.

dieser mit sehr zahlreichen Einschlüssen und nur kleinem, klaren Kern, im Gegensatze zu a, manchmal auch etwas grau gefärbt. Für b: c γ ($\upsilon > \rho$) 45°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\rho = \upsilon$. — A. B. $\rho \gtrless \upsilon$. — Auffallend ist ein $^1/_2$ *cm* großer Knäuel von Plagioklaseinsprenglingen mit fast klarem Kern außer wenigen großen ($^1/_4$ *mm*) Erzkörnern als Einschlüsse, außen mit einer $^1/_{10}$ *mm* breiten, ganz von jetzt in Delessit umgewandelten Korrosionsschläuchen durchzogenen Zone von gleicher Zusammensetzung wie der Kern, zuäußerst aber einer Hülle, welche den Grundmassemikrolithen des Gesteins entspricht, also mit viel basischerem Innenrande, als es der Kern ist.

Der sehr fein lamellierte Kernplagioklas $\perp$MP 17°, optischer Charakter (—), Lichtbrechung > Canadabalsam, also 35% An.

In der Nähe des Knäuels findet sich das eine oder andere im Gegensatz zu den langen klaren Apatitnädelchen der Grundmasse kurze bestäubte Apatitsäulchen als intratellurische Bildung, endlich im Schliff ein einzelner Hornblenderesorptionsproduktehaufen und die eine oder andere $^1/_2$ *mm* große zackige Erzpartikel. An halbwegs frischen Grundmasseplagioklasen nach dem Maximum der Ausl. in symm. getr. Albitl. 24 im Kern, 0 in der Hülle folgt 45% An... 20% An. Delessitpseudomorphosen nach Olivin in der Grundmasse recht zahlreich. Diese sehr regelmäßig eintretende Olivinausbildung in der Grundmasse nach eingetretener Resorption der Hornblende der in Rede stehenden Basaltgruppe (auch bei den Euganeenaugititen) ist ein neuer Beweis für das häufige Eintreten der Hornblendekrystallisation statt Olivin in der intratellurischen Phase, eine Tatsache, die in recht exakter Weise schon vor ziemlich langer Zeit Hazard[1]) an Decken- und Stielbasalten der Lausitz nachgewiesen hat.

39. Von Valle S. Giorgio di sott(o) ... [0, 8] stammt ein graues Gestein mit bis $^1/_2$ *cm* großen Mandeln, meist erfüllt mit Carbonat. Die Struktur ist hypokrystallin bis holokrystallinporphyrisch.

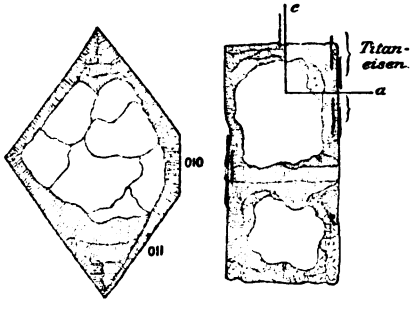
Augit in sehr zahlreichen bis 1 *mm* großen Individuen wie in den früheren G. d. Gruppe. a) α 13 grasgrün m, γ 10 gelbgrün o. Sch. d. 25 μ. b ist des öftern schwach bräunlich, auch grünlich gefärbt oder etwas fleckig. Oft ist er in der Richtung der c-Achse

[1]) D. M., XIV, 297. Siehe übrigens noch bei Hibsch, d. M. XV, ferner Schmelzversuche mit Hornblende. A. Becker, Z. d. d. geol. Ges., 1885, XXXVII, 10—20; O. Mügge (Resorptionsprodukte), N. J. f. Min. etc., 1883, II, 224 u. 1886, I, 51 (Schmelzversuche).

kürzer als ⊥ dazu. Sehr gern findet er sich glomeroporphyrisch, dann das eine oder andere Mal vereint mit rhombischem Pyroxen und brauner Hornblende mit schmalem Opacitsaum. Sonst wie bei dem früheren Gestein. Bestimmungen: für b Schnitt nahe ⊥ β c γ ($\upsilon > \rho$) 43°. — A. A. $\rho = \upsilon$. — A. B. $\rho \gtrless \upsilon$. — $V_{(4{\cdot}3\ 6{\cdot}4)} = 25^2/_3{}^0$. $V_{(8{\cdot}3,\ 11{\cdot}7)} = 27^0$. $V_{(12{\cdot}2,\ 5{\cdot}3)} = 29^1/_6{}^0$. Für schwach bräunlichen Augit $V_{(16{\cdot}8,\ 0{\cdot}9)} = 28{\cdot}7^0$.

Rhombischer Pyroxen (Hypersthen) erscheint nur in wenigen Exemplaren, einmal als Kern umrandet von monoklinem Pyroxen b. Hierbei zeigt sich eine Seite korrodiert mit Olivinausbildung, wie die guten Bilder in der Arbeit von H. Wiegel, pag. 379[1]), in anschaulicher Weise darstellen. Nur ist in unserem Fall der Olivin

Fig. 13.



schon in limonitische Masse umgewandelt. Auch der rhombische Pyroxen zeigt im Schliff schon stellenweise in kleiner Ausdehnung Umwandlung in ein infolge limonitischen Saftes rostrotes Mineral von den gleichen Eigenschaften wie das später zu besprechende H γ. Während der rhombische Pyroxen hier noch großenteils frisch ist, ist Olivin, der sich ziemlich oft in bis $^1/_2$ *mm* großen, sehr gut ausgebildeten Formen der gewöhnlichen Entwicklung vorfindet, völlig umgewandelt. Die Rinde und ursprünglichen Sprünge des Olivin enthalten noch die limonitischen Blätterreste ehemaligen Umwandlungsproduktes (Delessit). In den Maschen jedoch steckt Carbonat. Dieses Verhalten, das in den meisten Euganeenbasaltolivinen sich beobachten läßt, ist darauf zurückzuführen, daß das allererste Eindringen der Tagwässer offenbar sehr langsam erfolgte infolge der Festigkeit des Gesteins, daß daher eine Mineralbildung entstand, die den subaeren Verhältnissen einigermaßen angepaßt und daher widerstands-

[1]) Zentralbl. f. Min. etc., 1907, Nr. 12.

fähiger war (Delessit). (Siehe hierzu die Figur 13; ein Schnitt nahe $\perp \gamma$ des ehemaligen Olivin [statt 011 ließ $01\bar{1}$], ein Schnitt nahe $\perp \alpha$ des ehemaligen Olivin; letzterer Schnitt trägt noch Titaneisenblättchen, welche mit ihrer Fläche || 100 des Olivin gelagert, daher in der Figur quer getroffen sind.) Nachdem dann schon durch diese Umwandlungen das Gesteinsgefüge ein lockeres geworden war, konnten die kohlensauren Kalk etc. führenden Wässer rascher ins Gestein eindringen, das intensivere Eindringen wirkte auch viel energischer lösend und umwandelnd, so daß die Olivinsubstanz unter Carbonatbildung verdrängt oder völlig ohne Neubildung fortgeführt wurde. Hierbei können auch bereits gebildete Umwandlungsprodukte neue Veränderungen erfahren wie im eben besprochenen Gestein. Man erkennt daraus, wie unzulässig es ist, etwa aus der Natur oder Farbe der entstehenden Umwandlungsprodukte, die naturgemäß im Verlaufe verschiedenartiger Einwirkungen variable Produkte sein müssen, einwandfreie Rückschlüsse auf die Zusammensetzung des Ursprungsmaterials schließen zu wollen, also etwa auf Zonarstruktur etc., wie es schon bei G. 11 bemerkt wurde. — Außer dem einen oder anderen frischen, stark pleochroitischen Hornblendekorn finden sich noch Resorptionsproduktha ufen.

Von fremdartigen Einschlüssen erscheint ein Quarzkorn mit farblosem Augitmikrolithenkranz und einige mehrere Millimeter große Andesine von gleicher Ausbildung wie im vorigen Gestein.

In der Grundmasse ist viel Plagioklas enthalten,

	1	1′	An
$\perp$ MP a	35	31	59%
b	33	30	57%
c	33	—	59%

— in der Hülle bei gleichmäßig abnehmender Basizität Oligoklas-Andesin — ferner viel limonitische Olivinpseudomorphosen, von denen manche hohl sind (vielleicht auch infolge Ausreißens beim Schleifen). Titaneisen an Menge $= 1/3$ des Magnetit, sonst die Grundmasse viel krystalliner als bei den vorangegangenen G. der Gruppe. In einigen mit Carbonat erfüllten Hohlräumen waren vor dem Delessit noch andere Faserneubildungsprodukte vorhanden, was limonitische Halbkreisbänder andeuten. In diesen Bögen sowohl wie auch mitten im Carbonat schwimmen frische Delessitsphärokrystalle ähnlich vielen anderen Delessitvorkommen, beispielsweise jenen von Ratzes in Tirol.

Ausscheidungsfolge: Rhombischer Pyroxen, Hornblende, Erze, Augit gleichzeitig, viel später erst (nach beginnender Hornblenderesorption) Olivin und die übrigen Grundmassegemengteile.

40. Westlich Valle S. Giorgio C. (T)oricelle . . . [0, 4] finden sich Lesesteine eines graubraunen, ziemlich stark zersetzten Gesteins als Reste einer ehemaligen Decke. G.-Charakter = dem vorigen. Augit in bis $^3/_4$ *mm* g. E., von a der eine oder andere (α 14 grasgrün o, γ 10 gelbgrün s, Sch. d. 25 μ). — $V_{(17\cdot6,\ 1\cdot4)} = 35\cdot2^0$, von b der eine oder andere; $V_{(14,\ 13\cdot5)} = 28^1/_3{}^0$. Einmal in dem farblosen Augit b ein bestäubtes Apatitsäulchen. Im Schliff zeigt noch ein Labradoreinsprengling am Rande zahlreiche Korrosionsschläuche. Grundmasseplagioklas ist Labrador im Kern, Andesin in der Hülle. Titaneisen an Menge = Magnetit. Zahllose delessitische Olivinpseudomorphosen.

41. Aus den Lesesteinen von Valle S. (G)iorgio . . . [0, 6] stammt ein graues, kleinblasiges Gestein, die Blasenwände mit Delessit bekleidet. Struktur und Komponenten gleich den erst besprochenen G. dieser Gruppe. Augit bis $^3/_4$ *mm* g. E., von a der eine oder andere, von b ziemlich viele. Für a: α, β, γ in Farbentönen von 13 und 14 grasgrün s—u. Sch. d. 25 μ. — A. A. $\upsilon > \rho$ (Na 3°35′ v. d. M.) A. u. M. a. g. S. ρ 1°18′ — 0 Na — υ 0°28′. Für Augit b. A. B. $\rho \gg \upsilon$. — $V_{(6\cdot2,\ 5\cdot1)} = 26^2/_3{}^0$. $V_{(20\cdot2,\ 9\cdot8)} = 31^1/_6{}^0$. Erze in wenigen, oft lappigen bis 1 *mm* großen Körnern.

Grundmasseplagioklasleistchen: $\perp$ MP 30, 31 . . . 55% An im Kern, Oligoklasandesin in der Hülle. Viel limonitische Olivinpseudomorphosen. Magnetit an Menge = Titaneisen.

Alle folgenden mehr weniger nahe dem Fuße des Mt. Gemolatrachytes gelegenen Basaltvorkommnisse gehören ziemlich sicher einer und derselben Decke an, die an manchen Stellen sehr gut aufgeschlossen ist. Freilich hat auch hier die Überrollung durch Trachytschutt, durch Verrutschung der darunter liegenden Tertiärmergel den einheitlichen Charakter dieser Decke stark verwischt.

42. Bei Punkt Mt. Gemola Kote 27(1) . . . [5, — 3] fanden sich graue bis bräunliche ziemlich verwitterte Lesesteine, manchmal groß-, manchmal kleinblasig, die Blasen zum Teil oder zur Gänze erfüllt mit Delessit. Die Gesteine gleich den ersten Typen der Gruppe.

Augit bis $^1/_2$ *mm* g. E., von a der eine oder andere. A. A. $\upsilon > \rho$, von b der eine oder andere. An einem Zwilling nahe $\perp \beta$ $43^1/_2{}^\circ$. Augit b ist infolge von Glas- und Erzeinschlüssen und Sprüngen zu Bestimmungen im konvergenten Licht nicht geeignet. Ein oder das andere Hornblenderesorptionsprodukt und bis $^1/_2$ *mm* große Erzkörner. Grundmasseplagioklase || M im Kern — 17° . . 50% An, in der Hülle + 7 . . . 19% An. $\perp$MPa 32 . . . 58% An. b 1 . . 28. 1' . . . 30 . . . 52% An. In den Hüllen Andesin-Oligoklas. Titaneisen in zierlichen, borkenkäfergangähnlichen Wachstumsformen an Menge = $^1/_4$ der des Magnetit. Ob manche der massenhaften Delessitaggregate der Grundmasse Olivin waren, ist zweifelhaft.

43 *a*. Am schönsten aufgeschlossen ist die in Behandlung stehende Gesteinsdecke im Punkt M. Gemola Kote 27(1) . . . [5. 0] an mehreren Punkten am Weg und ostwärts vom Weg in einem verlassenen Steinbruch.

Das grauschwarze mit kleinen Poren durchsetzte Gestein enthält bei hypokrystallinporphyrischer Struktur zahlreiche bis 1 *mm* große Einsprenglinge von Augit in meist krystallographisch gut begrenzten Individuen wie bei G. 39.

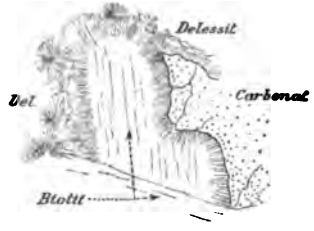
Augit a in wenigen Krystallen: α 13 grasgrün qu, β 13 grasgrün r, γ 12 gelbgrün t Sch. d. 35 μ. — cγ ($\upsilon > \rho$) 52°, die fast farblose Hülle 45° an einem Schnitt nahe $\perp \beta$. Kern > lichtbrechend als die Hülle. b in zahlreichen Individuen, sehr oft im Kern mit limonitischem Umwandlungsprodukt ehemaligen rhombischen Pyroxens. Dieser erscheint auch gern in Form zarter Streifen || der c-Achse — also Pyroxenperthit nach Wahl —, diese aber auch schon großenteils umgewandelt in Hγ, Delessit und limonitische Massen. (Siehe hierzu Fig. 15.) Selten zeigt auch der fast farblose Pyroxen Korrosion unter Magnetitkörnchenentwicklung. Um zu prüfen, ob nicht etwa in gleicher Weise, wie Brögger an Natronorthoklas nachwies und kürzlich an ähnlichem vorzüglichen Material aus dem Waldviertel Reinhold erkannte, daß längs der ausgeschiedenen Albitspindeln eine Entmischungszone durch verschiedene Auslöschung sich kenntlich mache, auch am Augit durch den nachträglichen Ausfall des rhombischen Pyroxens aus dem ehemals homogenen Pyroxenkrystall[1]) eine

[1]) W. Wahl, Analogien zwischen Gliedern der Pyroxen- und Feldspatgruppe und über die Perthitstrukturen. — Öfnersigt a. Finsk. Vetensk. — Soc. Förh. 1906—1907, Nr. 2.

Änderung der optischen Eigenschaften hervorgerufen würde, wurde an einem Schnitte $\perp \beta$ mit zahlreichen $H\gamma$-Spindeln untersucht, ob die Auslöschung variiere. Es konnte aber kein merkbarer Unterschied zwischen den $H\gamma$ benachbarten und den davon entfernteren Augitpartien konstatiert werden. Übrigens haben auch die Enstatitaugite eine ähnliche Auslöschung nach Wahl wie die meisten farblosen Augite unserer vorliegenden Basaltgruppe.

Ein Schnitt homogenen farblosen Augits nahe $\perp \beta$ mit schwach bräunlicher Hülle gab $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 41° im Kern, 48° in der Hülle. — A. A. $\upsilon = \rho$. An schwach bräunlichem Augit $V_{(17{\cdot}5,\,0)} = 31{\cdot}2°$, an farblosem $V_{(14{\cdot}6,\,9{\cdot}5)} = 28^{2}/_{3}°$. Sehr selten erscheint braune, stark pleochroitische Hornblende bis 1 *mm* groß, mit Korrosionssaum, darin sehr viel dunkelbraunes Titaneisen (kein Rhönit), außerdem noch das

Fig. 14.



eine oder andere mit Stäbchen || der c-Achse und Pünktchen durchsetzte Apatitsäulchen und manches bis 1 *mm* große lappige Erzpartikelchen, endlich sehr selten ein Augitmikrolithenkränzchen, im Innern nur mehr Glas < Canadabalsam, also Quarzglas, oder dieses schon umgewandelt in Delessit, enthaltend.

Der Plagioklas findet sich außer einem 1 *mm* großen stark korrodierten Andesineinsprengling nur in der Grundmasse, doch ist der Kern fast immer mit Delessit durchsetzt. Die Oligoklashülle ist sehr stark auch als Zwischenklemmasse entwickelt, daher restierte nur mehr wenig Glas, das jetzt durch Delessit und Carbonat ersetzt ist. Olivindelessitpseudomorphosen sind in ziemlicher Zahl vorhanden, das Titaneisen an Menge = $^{1}/_{3}$ des Magnetit, sehr selten winzigste Hornblendeflitterchen. Die Blasenräume des Gesteins sind erfüllt mit Delessit oder Carbonat oder von einem sehr schwach lichtbrechenden Mineral (farblos, isotrop): Opal, endlich erscheint der eine oder andere Schnitt von einem biotitähnlichen Mineral (Absorption $\gamma > \alpha$),

γ goldgelb (7 gelb o, Sch. d. 33 μ), α fast farblos, einachsig, (—), gerade auslöschend, in der Spalt-(Längs-)richtung γ, γ und $\alpha >$ als Canadabalsam. Doppelbrechung mindestens $^3/_2$ des Pyroxen. Vielfach wird das Glimmermineral aufgezehrt durch Delessit, wobei es zu gar keiner krystallographischen || Stellung der Blättchen kommt, sondern diese stehen stets $\perp$ zu den verschiedenen Begrenzungselementen des Ursprungminerals. (Siehe d. Fig. Vergröß. 200.) Manchmal schwimmen mitten im Carbonat noch solche Reste des Glimmerminerals, dann sind sie ausgebleicht und γ grünlich, α fast farblos. Die übrigen optischen Eigenschaften bleiben ziemlich gleich. Das Glimmermineral in den eigentlichen Carbonatmandeln wird nach und nach vom Carbonat aufgezehrt ohne Delessitbildung.

Ausscheidungsfolge = G. 39.

43 *b*. Vom Weg Mt. Gemola Kote 27(1) . . . [3, 4] liegen zwei stark verwitterte Proben vor. Die eine enthält ziemlich viele unregelmäßig begrenzte bis 1 *mm* große Augite a u. b (b . . . $V_{(17\cdot4,\ 1\cdot8)} = 26\cdot7°$), doch sind sie großenteils in eine braungelbe Masse umgewandelt, die aus wirrschuppigem Delessit besteht. In den ehemaligen Sprüngen, längs deren die Umwandlung vorschritt, fanden sich wieder die bei G. 30 u. 33. erwähnten stark lichtbrechenden Körner. Magnetit in 1 *mm* großen Krystallen und Gruppen. Grundmasseplagioklase lieferten $\perp$ MP 1 . . 33, 1′ . . 31 : 57% An. 1 . . 36½, 1′ . . 37 : 66% An. — Zonarstruktur gering — an einem zweiten Schnitt $\perp$ MP 1 . . 33, 1′ . . . 34 . . . 60% An; 1 . . . 33, 1′ . . . 35 . . . 61% An. Titaneisen viel weniger als Magnetit. Neben den delessitischen walten noch erdige und Carbonatmassen als Zersetzungsprodukte vor.

Die andere Probe enthält außerordentlich wenige bis $^1/_2$ *mm* große korrodierte Einsprenglinge von Augit, deren manche in Delessit umgewandelt sind wie auch die zahlreichen Olivinkryställchen der Grundmasse. Grundmasseplagioklase $\perp$ MP 33 . . 59% An, 1 . . 31, 1′ . . 33 : 58% An. || M. — 22° . . 62% An im Kern, + 7 . . 19% An am Rand. Magnetit an Menge = Titaneisen. Das Gestein sonst = dem vorangegangenen.

43 *c*. Vom Weg Mt. Gemola Kote 27(1) . . [2, 6] stammt ein graubraunes Gestein mit in die Länge gezogenen bis $^1/_2$ *cm* großen Blasen, das sich von dem eben besprochenen G. kaum unterscheidet. Augit a u. b in stark korrodierten, 2—3 *mm* großen Formen. Für b

A. A. $v = \rho$. — A. B. $\rho > v$. — Ein Schnitt mit schwach grünem Kern und farbloser Hülle lieferte $V_{(21\cdot8,\ 0\cdot5)} = 30\cdot3°$ im Kern, $V_{(24\cdot4,\ 0\cdot5)} = 29\cdot2°$ in der Hülle. Die Achse A wandert 4° gegen γ des Kerns in der Hülle. Ein anderer Schnitt lieferte $V_{(5\cdot9,\ 0\cdot5)} = 30\cdot3°$. Mehrere Hornblenderesorptionsproduktbaufen, einer enthielt noch einen mehrere Millimeter großen Hornblenderest, und bis 1 *mm* große rotbraune Erzmassen (Chromit?) sind weiters im Schliff enthalten.

Da die Hornblende in allen Proben der vorliegenden Basaltgruppe sehr viel Magnetit, auch Titaneisen[1]) bei der Resorption neben Augit liefert, so ist klar, daß sie außer den Augitmolekülen noch andere (Orthosilikatmoleküle) hat enthalten müssen, wie es besonders von Scharizer (N. Jahrb. f. Min. etc., 1884, II, 142) an Hornblenden von Jan Mayen und Frank R. v. Horn an Hornblende von Ivrea wahrscheinlich gemacht wurde. (D. M., 17, 409.) Grundmasseplagioklase gaben $\perp$ MP 22—25° . . . 35—40% An; 24 im Kern 40% An, 0 am Rand 20% An; $\parallel$ M — 7 im Kern . . . 40% An, + 3 . . . 25% am Rand. Olivinpseudomorphosen, aus limonitischem Rand und delessitischem Kern bestehend, sind zahlreich. Titaneisen an Menge = dem Magnetit.

44. Bei Mt. Gemola Kote 27(1) ... [1, 9] wurde eine Probe gesammelt, die nach dem Mineralbestand zwar nicht hier angeführt werden sollte: es fehlen Augiteinsprenglinge, doch ist der Gesteinscharakter derart, daß es sich hier wohl nur um eine einsprenglingsfreie Partie handelt, welche die älteren Ausscheidungen völlig resorbiert hat, wie dies ja fast der Fall schon war bei G. 43 b.

Ziemlich gut auskrystallisiertes Gestein mit nur einem $^1/_2$ *mm* großen, stark korrodierten Plagioklaseinsprengling. Nach dem Winkel der Achsenebenen in Albitlamellen 60° (siehe hierzu F. Becke, Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss., Wien, Math.-nat. Kl., Bd. LXXV, pag. 115) und dem optischen Charakter (+) folgt ein Plagioklas von 65% An. Augit in zahlreichen, doch selten mehr als $^1/_4$ *mm* langen Säulchen. $c\gamma$ 47°. — $V_{(20,\ 12\cdot6)} = 31^1/_2°$. Plagioklas $\perp$ MP 32 im Kern 58% An, 20 am Rand 24% An; 30 im Kern 55% An, 16 am Rand 31% An; Zonarstruktur allmählich verlaufend.

Ziemlich viele Olivinpseudomorphosen, außen und an den ehemaligen Sprüngen bestehend aus Delessit, in den Maschen aus Car-

[1]) Für basaltische Hornblenden wies C. Schneider den Gehalt von bisweilen mehrere Prozent betragender TiO_2 nach. Zeitschr. f. Kryst. 18, 1891, 579.

bonat; Apatit wie sonst ziemlich viel in kamm- und pinselförmigen Gebilden, Titaneisen an Menge = Magnetit, manche Kryställchen bis $^1/_4$ *mm* groß, und ehemaliges Glas setzen die Grundmasse ferner zusammen. Das Glas aber und ehemalige Hohlräume sind völlig durchsetzt von Delessit.

Die folgenden Gesteinsproben knapp an der Basis des Gemolatrachytes dürften ebenfalls noch demselben Gesteinskörper angehören wie die eben behandelten Vorkommnisse, sie dürften mit größerer Wahrscheinlichkeit als jene an der ursprünglichen Stelle anstehend und nicht verrutscht sein.

45 *a*. Mt. Gemola Kote 27(1) . . [2, 0], am Weg anstehend innerhalb zweier eiserner Tore.

Das graubräunliche Gestein mit $^1/_2$ *cm* großen Hohlräumen, in denen braune stecknadelkopfgroße Sphärokrystalle von Delessit sitzen, enthält bis $^1/_2$ *mm* große Einsprenglinge von Augit a sehr vereinzelt, korrodiert (14 grasgrün qu — t, Sch. d. 27 μ), b zahlreich, auch etwas korrodiert. $c\gamma\,(\upsilon > \rho)\,45^1/_2{}^0$. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\rho \geqq \upsilon$. — $V_{(14{\cdot}6,\,14{\cdot}2)} = 30^5/_6{}^0$.

Auf den einen oder anderen ehemaligen rhombischen Pyroxen deuten noch Reste des Minerals Hγ und ein $^1/_2$ *mm* großer farbloser Augitrahmen ringsum. Auf sehr selten bis 1 *mm* großen, in der Grundmasse jedoch sehr häufigen Olivin lassen Pseudomorphosen von Delessit und Carbonat in den Maschen schließen. Spärlich tritt auf manches $^1/_2$ *mm* große Erzkorn oder ein größeres Apatitsäulchen.

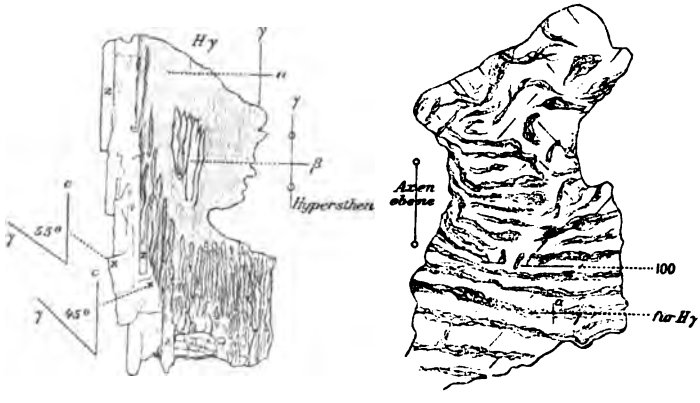
Grundmasseplagioklase $\perp$ MP 1 . . . 30, 1′ . . . 27; 32; also 50—55% An; $\|$ M — 18 im Kern 55% An, + 7 am Rand 20% An; — 19 im Kern 56% An, + 3 . . . 25% An am Rand. Titaneisenskelette an Menge = dem Magnetit.

Eine Probe, etwas weiter nördlich von dem eben behandelten Punkte genommen, ist stark zersetzt, sonst ohne nennenswerte Unterschiede.

45 *b*. Von Mt. Gemola Kote 27(1) . . . [1, 4] liegt vor ein graubräunliches, sehr feinkörnig erscheinendes Gestein mit bis zu $^1/_2$ *cm* großen Delessit- und Carbonaterfüllten Hohlräumen von hypokrystallinporphyrischer Struktur und bis 3 *mm* großen Einsprenglingen von Augit a, der eine oder andere, korrodiert, 13 grasgrün s, Sch. d. 30 μ, von b zahlreiche, meist gut krystallographisch begrenzt. Schnitt nahe $\perp \beta$

mit schwach grünlichem Kern $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 47°, fast farbloser Hülle $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 44°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. für b $\upsilon = \rho$. (Ein Versuch, die Größe der Dispersion messend zu ermitteln, ergab keinen Unterschied außerhalb der Fehlergrenzen.) — A. B. für a schwach grünlich $\rho > \upsilon$, für b $\rho > \upsilon$. — V für a schwach grünlich $_{(15{\cdot}8,\ 8{\cdot}7)} = 32^5/_6{}^0$; für graugrünen Augit $V_{(10{\cdot}2,\ 5{\cdot}7)} = 31^1/_6{}^0$. Für b $V_{(21{\cdot}5,\ 6)} = 27^5/_6{}^0$. Der monokline Pyroxen wird des öfteren von Carbonat aufgezehrt. Längs

Fig. 15.



1. Ein Schnitt von Augit nahe ⊥ β. In seinem Kern findet sich noch ein Rest frischen Hypersthens, diesen Rest umgebend das Mineral Hγ; nach außen folgt eine Zone von Augitspindeln und Hγ-Streifen, entsprechend einem Pyroxenperthit; [siehe hierzu bei G. 43*a*] noch weiter außen folgt dann farbloser Augit mit cγ 45° = den Augitspindeln, zuäußerst bräunlicher Augit mit cγ 55°. z bedeutet Zwillingslamellen nach 100. Vergr. 110. 2. Schnitt nahe ⊥ der c-Achse des Augit. Links ist die Lage der Achsenebene des Augit bezeichnet. Hγ erscheint hier in Bändern, welche zwar oft, aber nicht immer ∥ 100 verlaufen. Vergr. 160mal. Die beiden Figuren sind entlehnt einem Augitknollen des G. 21.

ehemaliger Sprünge des Augit war eine Umwandlung in Delessit und stark lichtbrechende Körner eingetreten ähnlich dem Gestein 43*b*; die Delessitblättchen sitzen hierbei stets ⊥ zu der Sprungrichtung ohne irgend eine krystallographische Orientierung in bezug auf den Augit. Der ganze Umwandlungsprozeß des Augit verlief offenbar in derselben Weise, wie er beim Olivin (G. 39) beschrieben wurde, die später eindringenden Carbonatlösungen ließen eine Neubildung von Delessit nicht zu, ohne aber den schon vorhandenen, der jetzt mitten im Carbonat als Doppelbänder erscheint, entsprechend den ehe-

maligen Sprüngen, zu zerstören, wohl aber zehren sie den Augit direkt auf. Rhombischer Pyroxen war ziemlich viel im Gestein vorhanden, was aus den für ihn in den Euganeen typischen homoaxen Pseudomorphosen des Minerals H γ hervorgeht. Dieses Neubildungsprodukt des rhombischen Pyroxens ist in vieler Beziehung biotitähnlich [einachsig, (—), gerade Auslöschung in der Blätterrichtung, γ in dieser, Absorption $\gamma > \alpha$, γ hell- bis goldgelb, α fast farblos, γ und $\alpha >$ Canadabalsam, Doppelbrechung biotitähnlich]. Da der rhombische Pyroxen fast stets mit monoklinem || verwachsen auftritt, das Mineral hinwiederum eine homoaxe Pseudomorphose bildet, so läßt sich aus seinem Auftreten mit Sicherheit auf das Vorhandensein ehemaligen rhombischen Pyroxens zurückschließen. Über die Orientierung zum rhombischen Pyroxen selbst wird noch bei den Hypersthenbasalten gehandelt werden.

In unserem Basalte bildet der rhombische Pyroxen sowohl Kernkrystalle wie auch Streifen || der c-Achse (siehe h. d. Fig. 15). Sonstige Gemengteile des Gesteins sind sehr spärliche, bis $^1/_2$ *mm* große Olivinpseudomorphosen (Delessit und Carbonat), ferner das eine oder andere bis $^1/_2$ *mm* große Erzkorn, wenig bestäubte Apatitsäulchen und braunes Erz (Chromit?) als Einschluß in grünem Pyroxen. Grundmasseplagioklase ergaben $\perp$ M P 30, 27 . . . 55 49% An, || M — 15 im Kern 49% An, + 9 am Rand 17% An. Titaneisen in Täfelchen und Skeletten an Menge = $^1/_3$ des Magnetit. Delessit stark entwickelt, manche Blättchen bis 0·03 *mm* lang.

46. Bei C. G(e)mola . . . [0, 3] liegt unmittelbar unter dem Trachyt ziemlich gut aufgeschlossen ein graubraunes, sehr stark zersetztes Gestein mit bis 3 *mm* großen Einsprenglingen von Augit a der eine oder andere, korrodiert, b wenige krystallographisch gut begrenzt, wie sonst = dem der Grundmasse. Der Augit ist vielfach schon umgewandelt wie bei G. 30. Ein stark korrodiertes 1 *mm* großes Labradorkorn und Spuren von Resorptionen treten im Schliff auf. Die Grundmasse, in der Oligoklaszwischenklemmasse stark entwickelt (die Kerne sind zersetzt), ist in allen ihren Komponenten sehr stark in Delessit umgewandelt, im übrigen ohne Unterschied von den vorangegangenen Gesteinen.

47 *a*. Ein den vom Mt. Gemola besprochenen Vorkommnissen ziemlich gleiches Gestein, jedoch großenteils zersetzt, stammt von der

Südseite des Mt. Lozzo Kote (6) 1 . . . [0, —1], wo es als Gang in Scaglia in einem Graben aufgeschlossen ist nahe dem Weg.

Im Gestein waren vorhanden bis zu $^1/_2$ *mm* große korrodierte Einsprenglinge von Augit a und b, die großenteils zersetzt sind, und bis zu $^1/_2$ *mm* große krystallographisch gut begrenzte Olivine. In der Grundmasse waren Plagioklasleistchen und Augit stark entwickelt, sind jetzt aber großenteils zersetzt, dagegen ist Magnetit und gleich viel Titaneisen, ferner Apatit noch ziemlich erhalten. In der Grundmasse finden sich endlich braune Hornblendenädelchen und sehr selten ein Ägirinzacken. Ehemaliges Glas und ein großer Teil der Komponenten ist zu Delessit oder zu limonitischer erdiger Masse umgewandelt.

47 *b)* Südlich Monte Lozzo Fo(n)tanella . . . [0, 15] steht in der Scaglia ein etwa $^1/_2$ *m* mächtiger Gang an eines seidenglänzenden, sehr feinkörnig erscheinenden Gesteins von fast holokrystallinporphyrischer Struktur mit dem einen oder anderen schlecht individualisierten, höchstens bis 1 *mm* großen Einsprengling von Augit a und b, letzterer den ersten umrandend, ferner mit mehreren Aggregaten von Resorptionsprodukten, die recht mannigfaltig sind; das eine enthält Erzkörnchen in einer farblosen isotropen Masse, scheinbar Glas; das andere Magnetitkryställchen samt einem Pyroxengerüst, wieder ein anderes stammt offenbar von rhombischem Pyroxen, da noch Reste von Hγ vorhanden sind, ein letztes endlich zeigt in einem Plagioklasgrund zahlreiche Erzkörnchen ringsum, im Innern grüne Spinell-Oktaeder und -Körnchen, ferner ebenso große Krystallformen mit gelblichen Resten limonitischer und delessitischer Natur von zersetzten Erzkörnchen, ferner Reste vom Mineral Hγ.

Grundmasse großenteils aus bis $^1/_3$ *mm* breiten Plagioklasleistchen bestehend, deren äußere Hülle starke Entwicklung als Zwischenklemmasse zeigt > lichtbrechend als eine Flüssigkeit von n = 1·528,

	⊥ MP	An	∥ M Kern	An	Rand	An
a	1 27	45%	— 15	49%	+ 9	18%
	1′ 25	—	— 14	48%	+12	15%
b	1 25	42%	—	—	—	—
	1′ 25	—	—	—	—	—

— Zonarstruktur erst am Rande einsetzend —

ferner aus wohlausgebildeten bis $^1/_{10}$ *mm* großen Oktaederchen von Magnetit, etwa $^1/_3$ soviel Titaneisen in durchscheinenden braunen Blätt-

chen, Apatitnädelchen schon mit Obj. 0 sichtbar, wenig Pyroxenkörnchen und etwas limonitisch-delessitische Substanzen, die zum Teil auf Olivinpseudomorphosen, zum Teil auf umgewandelte Glasreste deuten. Daß das Gestein fast ganz auskrystallisierte und die Fremdlinge völlig resorbiert wurden, ist durch die langsame Erkaltung in der Gangspalte zu erklären.

48 *a)* Westlich Valnogaredo Kote 14(6) . . . [0, — 13] steht als schmaler Gang in Scaglia an ein ganz verwittertes grauweißes Gestein mit wenigen erbsen- bis hanfkorngroßen Mandeln, meist mit Carbonat erfüllt von hypokrystalliner bis fast holokrystallin-porphyrischer Struktur und wenigen bis 3 *mm* großen korrodierten, außen mit einer einschlußreichen Zone umrandeten Augiteinsprenglingen von a sehr selten, von b dem einen oder anderen; b manchmal auch von grauer oder bräunlicher Farbe. Für b: A. A. $\rho \geqq \upsilon$. — $V_{(18,\,0)} = 26{\cdot}5^{0}$. Hornblende ist unter ihren Resorptionsprodukten noch in einem winzigen Splitterchen vorhanden.

Die Grundmasse und ihre Gemengteile sehr ähnlich dem vorangegangenen Ganggestein; die Verwitterung ist aber weiter vorgeschritten und hat auch stark den Augit ergriffen, der durch Carbonat verdrängt wird. Ob auch Olivin vorhanden war, ist zweifelhaft, da auch Magnetit (dessen Menge = Titaneisen) großenteils schon in limonitische Massen umgewandelt ist. Um manche Blasenräume des Gesteins, die jetzt mit Carbonat erfüllt sind, finden sich nicht selten scheinbar basischere Partien, die als Randzonen oder Schlieren vornehmlich bestehen aus Erzmikrolithen und Skeletten, ferner langen Plagioklasleistchen, wenig oder keinem Augit, wohl aber aus winzigsten zerfransten, erst mit starker Vergrößerung sichtbaren Biotitflimmerchen. (Siehe über diese Struktureigentümlichkeit bei den Hypersthenbasalten.)

48 *b)* Westnordwestlich Valnogaredo bei Kote 14(6) . . . [0,0] streicht die offenbare Fortsetzung des vorigen Ganges Süd-Nord; das Gestein ist in jeder Beziehung gleich dem vorangegangenen, doch ist es nicht so stark zersetzt. Ein bräunlicher Augit b von der Farbe γ 31 neutralgrau s, α mit Stich ins Bräunliche, Sch. d. 33 μ. Sonst ist b) farblos. A. A. $\rho = \upsilon$. — $V_{(0,\,6{\cdot}5)} = 23^{5}/_{6}{}^{0}$, $V_{(3{\cdot}8,\,6{\cdot}7)} = 25^{1}/_{3}{}^{0}$.

Plagioklas außer einem $^{1}/_{2}$ *mm* großen korrodierten Einsprengling, der außen eine einschlußreiche, zuäußerst klare Zone hat, nur in der Grundmasse.

⊥ MP		Kern	An	Rand	An
a	1	37	63%	26	50%
	1′	33	—	—	—
b	1	38	68%	—	32%
	1′	36	—	17	—
c		34	61%	—	—

Zonarstruktur nur am äußeren Rand entwickelt.

An Stelle ehemaliger Mesostasis erscheint neben Delessit eine grünliche opalige Masse.

49. Nordwestlich Valnogaredo C. Pie (V)endevole . . . [0, —9] steht in Tertiärmergeln ein schmaler Gang an.

Das bräunliche, bröckelige, stark zersetzte hypokrystallinporphyrische bis hyalopilitische Gestein weicht von dem normalen Aussehen der Gruppe etwas ab; es ist basischer und erinnert etwas an G. 16, doch führt es viel weniger Olivin.

Augit tritt auf in — ein vereinzelter — bis $^1/_2$ *cm* großen einschlußarmen Krystallen von a ziemlich viel, korrodiert mit klarem, schwächer lichtbrechendem Rand, b ziemlich viel, krystallographisch gut begrenzt. Für b: A. A. $\rho > \upsilon$ (Na 3° 45′ v. d. M.), M. u. A. a. entgeg. S. ρ 0 — Na O — υ 1° 19′. — A. B. $\rho \gg \upsilon$. — An schwach bräunlichem Augit $V_{(9{\cdot}2,\ 7{\cdot}5)} = 27^5/_6{}^0$. An einem zonaren Schnitt mit schwach grünlichem Kern und fast farbloser Hülle wandert die Achse A 3·7° gegen γ des Kerns in der Hülle. Olivin war in bis $^1/_2$ *mm* großen, wenigen, gut ausgebildeten Krystallen vorhanden, ist jetzt umgewandelt in O γ.

Grundmasse bestehend aus feinem Gefilz von spärlichen Plagioklaskryställchen, wenige 0·01 *mm* breit, ⊥ MP in zwei Fällen 35° . . . 63% An, in einem anderen 1 . . . 30, 1′ . . . 31 . . . 56% An, zahlreichen kurzen Augitkryställchen, Olivin, sehr viel Magnetit (eine Kryställchen- und Skelettgeneration), viel weniger Titaneisenskeletten, Apatit und etwas gebleichtem Biotit in winzigsten Flitterchen. Ehemaliges ziemlich reichliches Glas ist aggregat-polarisierend und zeigt beginnende Delessitbildung und erdige Produkte.

Ausscheidungsfolge: Erst grüner, etwas später farbloser Pyroxen, noch später Olivin, dann erst die Grundmassegemengteile. Die Komponenten krystallisierten außer dem grünen Augit bis in die Grundmasse hinein.

50. Unmittelbar von der Grenze des Vendatrachytes gegen den basischen Brockentuff im Westen C. Silvest(r)o . . . [0, 3] liegt ein rötlich braun-schwarzes, schlackig aussehendes Gestein vor, von dem es nicht sicher ist, ob es nicht etwa ein umgeschmolzener Tuff ist. Die Struktur ist hypokrystallinporphyrisch-hyalopilitisch mit bis 1 *mm* großen Einsprenglingen von Augit a korrodiert, sehr selten; b wenige, zersprungene, ohne krystallographische Begrenzung. An ziemlich farblosen Schnitten wurde bestimmt: $c\gamma(\upsilon > \rho)$ $42^1/_2{}^0$. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. B. $\rho \gtrsim \upsilon$. — $V_{(20\cdot4,\ 5\cdot9)} = 23^2/_3{}^0$, $V_{(16\cdot2,\ 14)} = 27^2/_3{}^0$, $V_{(9\cdot8,\ 7\cdot3)} = 24^1/_3{}^0$. Beide Pyroxene haben schmale einschlußreiche Zonen.

Im Schliff treten weiter noch auf 2 Schnitte bis 1 *mm* groß von basaltischer Hornblende mit Opacitrand und ein korrodierter Andesineinpsrengling, ferner das eine oder andere lappige Erzgebilde.

Die Grundmasse ist schwer auflösbar. Wenige 0·01 *mm* breite Plagioklasleistchen,

⊥ MP		Kern	An	Rand	An
a	1	$29^1/_2$	55%	17	32%
	1′	$30^1/_2$	—	—	—
b	1	28	54%	—	—
	1′	30	—	—	—
c		34	61%	—	—

— Zonarstruktur allmählich verlaufend —

ebenso große Augitmikrolithe, zwei Generationen Magnetit, viel weniger Titaneisen, winzigste Apatitmikrolithe, ferner limonitische, erdige und äußerst feinschuppige (delessitische) Aggregate.

51. Nordwestlich Valnogaredo C. Pie Ven(d)evole . . . [0, 3] steht an in basischem Tuff ein schmaler Gang, enthaltend ein hellgraues, stark zersetztes Gestein mit kleinen Blasen, diese erfüllt von limonitischer Masse. Die Gesteinsstruktur ist eine hypokrystallinporphyrische, deutlich fluidal. Das Gestein ist sehr nahe verwandt und ähnlich den G. 47, 48.

Augit in bis $^1/_2$ *mm* großen, stark korrodierten, von einer einschlußreichen Zone umhüllten Einsprenglingen von a recht selten und dann nur von schwach grüner Farbe, von b zahlreich, manchmal etwas grau (31 neutralgrau s, Sch. d. 24μ). Für farblosen Augit A. A. $\upsilon \geqq \rho$. Wenige ehemalige, bestäubte, wenig pleochroitische, bis 1 *mm* große Hornblendekrystalle sind außer wenigen Resten völlig resorbiert unter Neubildung von Magnetitkörnchen, Titaneisen, wohl auch Spinell

und braunem Glas nebst wenig Augit das eine Mal, das andere Mal unter Bildung eines Pyroxengerüstes, wenig Magnetit und einem farblosen (n = Canadabalsam) isotropen Glas, das selten in Delessit umgewandelt wurde.

Die Hornblenderesorptionsprodukte zeigen in fast allen Beispielen der behandelten Basaltgruppe ganz unregelmäßige Formen gleich denen vieler Euganeenandesite, wo sich in der Regel an den gerundeten Formen am Rand keinerlei Resorptionsprodukte finden. Die Resorption erfolgte also in diesen Fällen nicht nach der gewöhnlichen paramorphen Umlagerung, wie sie bei den Euganeenaugititen sehr verbreitet ist[1]), sondern die Hornblende wurde direkt vom Magma aufgeschmolzen; das Stadium der Umlagerung trat erst relativ spät ein. Durch diese Aufschmelzung nun mußte infolge eintretender Dissoziation der Hornblendeschmelze das Magma, wie ja die Resorptionsprodukte des letzten Stadiums lehren, viel reicher an Eisen geworden sein. Da nun in einem solchen Falle die Orthosilikatmoleküle der Hornblende (also vornehmlich Eisen führend) sich im Magma anreichern mußten, so hätte an den bereits vorhandenen oder in Bildung begriffenen Olivinkrystallen (siehe auch G. 38) eine Zonarstruktur nach der Beckeschen Regel (Kern, Mg-Olivin, Hülle, Fe-Olivin) erfolgen müssen. Leider sind gerade in der vorliegenden Basaltgruppe alle Olivine — Einsprenglinge und Grundmassekrystalle — pseudomorphosiert, so daß eine Entscheidung dieser Frage nicht möglich ward; es mag jedoch ein anderes Beispiel hier angeführt sein. In jenem Schliffe der Usticabasalte[2]), der die schönste Olivinzonarstruktur erkennen ließ, findet sich ein Pyroxengerüst, das aller Wahrscheinlichkeit nach zu deuten ist als der Rest resorbierter Hornblende.

Von Resorptionsprodukten finden sich weiter in unserem Gestein Biotit [ein Rest ist grün, chloritisch, einachsig, (—)].

Die Umwandlungsprodukte sind außer Plagioklas und wenigen frischen Magnetitkryställchen jetzt in limonitische Massen verändert. Auch das eine oder andere bis $^1/_4$ *mm* große Erzkorn oder bestäubter Apatit findet sich nahe der Hornblende.

Die Grundmasse ist = dem G. 47 *b*, 48. Plagioklas $\perp$ MP 1 ... 30, 1' ... 32 ... 56% An. || M — 19 im Kern 56% An, + 3 ...

[1]) Siehe hierzu F. Becke, XVI, 328, daselbst auch Literatur.

[2]) D. M., Bd. XXIII.

25% am Rand; die Zonarstruktur vornehmlich am Rand entwickelt. Titaneisen viel weniger als der in zwei Generationen entwickelte Magnetit. Zahlreiche Olivindelessitpseudomorphosen. Der Delessit auch manche Hohlräume erfüllend, in denen sich bisweilen auch etwas opalige Masse findet.

52. Südsüdöstlich Boccon C. Si(l)vestre ... [0, —10] steht in basischem Tuff am Bachbett ein etwa $^1/_2 m$ breiter Gang an.

Das graue Gestein, mit ziemlich viel hanfkorngroßen erdig-limonitischen Produkten erfüllt, gleicht dem eben besprochenen ziemlich völlig. Zahlreiche Augite bis 2 *mm* groß [b: cγ 45°. — A. A. $\rho > \upsilon$, nicht für Na: Na 2° 41′ von der Mitte, — Mit. u. A. a. entgeg. S. ρ 0° 5′ auf derselben Seite liegend wie υ 1° 23′. — A. B. $\rho \gg \upsilon$. — $V_{(13\cdot8,\ 6)} = 27^2/_3{}^0$], Hornblende und Erze wie oben. Der eine oder andere Einsprengling von Andesin und Labrador ist stark korrodiert und enthält einschlußreiche Außenzonen. Grundmasseplagioklas

	⊥ MP	Kern	An	Rand	An
a	1	30	55%	10	27%
	1′	31	—	—	—
b	1	33	$57^1/_2$%	15	30%
	1′	31	—	—	—
c	1	$33^1/_2$	58%	—	—
	1′	31	—	—	—
d	1	34	62%	—	—
	1′	35	—	—	—

Olivinpseudomorphosen sind von limonitischer Masse erfüllt. — Titaneisen an Menge = $^1/_2$ Magnetit.

Dieses und das vorbenannte Gestein sind viel frischer als etwa das G. 48 *a* und 48 *b*, weil sie im basischen Tuff anstehen. Dieser gewährt infolge seiner lockeren Beschaffenheit den Tageswässern raschen Abzug nach unten. Dies trifft natürlich bei den G. 48 *a* und 48 *b* nicht zu, da sie in der Scaglia anstehen, die mit ihren dicken, wasserundurchlässigen Kalkbänken nur längs der Vertikalklüfte, also auch vornehmlich längs der Gesteinsgänge, die Wässer zirkulieren läßt. (Siehe hierzu auch die Bemerkungen über Augitverwitterung bei G. 30 u. 70.)

53 *a)* Südlich Cortela (C.) Fontana Mura ... [—6, —6] tritt über basischem Tuff allem Anschein nach ein Deckenrest auf.

Das graubräunliche, ziemlich zersetzte Gestein mit erbsen- bis hanfkorngroßen Blasenräumen (diese erfüllt von erdig-limonitischen Produkten) enthält bei hypokrystallinporphyrischer Struktur nur sehr wenige, bis $^1/_2$ *mm* große Einsprenglinge von sehr stark korrodiertem Augit von geringem Farbenunterschied von a und b. Ein 1 *mm* großer Einsprengling von Plagioklas nur annähernd $\perp \alpha$ 21° ist Labrador. Stark pleochroitische Hornblende war ziemlich viel vorhanden, ist aber außer sehr kleinen Restchen [optischer Charakter (—)] resorbiert. Grundmasse ähnlich dem G. 52. Plagioklas $\perp$ MP 1 . . . 29, 1′ . . . 30 . . . 54% An, $\parallel$ M — 19 im Kern 56% An, + 4 am Rand 23% An. Titaneisen an Menge = $^1/_8$ des Magnetit. Erze, Plagioklase, Olivinkryställchen und ehemaliges Glas sind entweder völlig oder zum Teil zersetzt in delessitische, limonitische und erdige Produkte. Im Gegensatze hierzu ist der Augit frisch, da die Zersetzung nur unter dem Einfluß der Atmosphärilien vor sich ging.

53 *b)* Bei Cortela Kote 5(5) . . . [1, —10] findet sich ebenfalls anstehend ein Gestein von gleicher Beschaffenheit wie das eben besprochene. Augit bis $1^1/_2$ *mm* große Einsprenglinge a graugrün, b bräunlich bis farblos, jedoch a und b in größerer Zahl als im G. a. Ein fremdartiger bis 5 *mm* großer Plagioklaseinsprengling nahe $\perp$ MP lieferte im homogenen Kern 1 . . . 19°, 1′ . . . 17°, Winkel der Achsenebenen 22° [optischer Charakter (—)], daher zirka 30% An. Die scharf abgesetzte Hülle ergab 26° . . . 45% An. Außerdem finden sich noch Oligoklas und Hornblenderesorptionsprodukte. Grundmasseplagioklase

	$\perp$ MP	Kern	An	Rand	An
a	1	27	50%	12	28%
	1′	27	—	—	—
b	1	33	58%	—	—
	1′	32	—	—	—

Das Gestein a und b zeigt so viele Verwandtschaft mit G. 48 *a* und 48 *b*, daß man sie mit ziemlich gutem Recht als einer Eruption angehörig aufzufassen hat, also als Zuführungsgänge zu Decken, von denen ein Rest in G. 53 vorliegt.

54 *a)* Nordwestlich Mt. Venda C. T(e)zza (die nördlichere) . . . [0, —5) liegt über basischem Brockentuff ein Deckenrest. Das bräunlichschwarze, ziemlich zersetzte Gestein sieht manchen Vorkommnissen

des Mt. Gemola sehr ähnlich; es enthält wie diese bis $^1/_2$ *mm* große, selten gut begrenzte Augiteinsprenglinge von a, der eine oder andere (intensiv grün), von b ziemlich viele. Für einen Schnitt nahe $\perp\beta$ mit grünem Kern c $\gamma(\upsilon > \rho)$ 55° und farbloser Hülle c $\gamma(\upsilon > \rho)$ 47°, für beides D. d. D. $\rho > \upsilon$. — Hornblenderesorptionsprodukte und das eine oder andere größere Erzkörnchen. Grundmasse mit Ausnahme der Augite sehr stark zersetzt. Olivin-, Delessit- und Carbonatpseudomorphosen, Oligoklasränder von Plagioklasleistchen, Biotit in ziemlicher Menge in Flittern und Kryställchen, Delessit etwa $^1/_3$ des gesamten Gesteins ausmachend. Die Grundmasse im übrigen von der gleichen Beschaffenheit wie die Mt. Gemolabasalte.

54 *b)* Von einer anderen Stelle des Gebietes C. Tez(z)a . . . [0, 0] stammt eine Probe, die durch die geringere Auskrystallisation infolge rascherer Abkühlung etwas verschieden ist; daher sind die korrodierten Augite a und b bis zu 2 *mm* groß [für b Schnitt nahe $\perp\beta$ c $\gamma(\upsilon > \rho)$ $47^1/_2°$. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon \geqq \rho$. — A. B. $\rho \gg \upsilon$. — für a $V_{(18\cdot7,\ s)} = 36^1/_3°$, für b $V_{(10,\ 0\cdot8)} = 28°$], mehrere Hornblendereste bis 1 *mm* groß mit schmalem Opacitrand noch vorhanden, endlich ein 1 *mm* großes stark korrodiertes Anorthoklasaggregat.

Grundmasseplagioklase $\perp$ MP 30 . . . 55% An. Der in der Grundmasse und den Gesteinsporen entwickelte Delessit ist auch schon wieder zum Teil verändert. An den Wänden der Höhlungen finden sich gerne zwei Zonen: die Blättchen zeigen auf der dem Gestein anliegenden Seite grünliche Farbe γ bläulichgrün, α fast farblos, auf der dem Hohlraum zugewendeten Seite γ braun, α hellbraun; gleichzeitig beobachtet man in dieser zweiten Zone, deren Doppelbrechung zweimal so groß ist wie die der ersten, winzigste Limonitpünktchen. γ und α ist für beide Zonen > Canadabalsam.

55. Nördlich (Bo)ccon . . . [0, 11] trifft man am Wege ein kleines Gesteinsvorkommen aufgeschlossen im basischen Brockentuff. Das graue Gestein, ziemlich verwittert, mit wenigen kleinen Hohlräumen voll erdiger und limonitischer Massen, führt bei hypokrystallin-porphyrischer Struktur bis $^1/_2$ *mm* große korrodierte Augiteinsprenglinge von a vereinzelt, α 12 gelbgrün qu, β 11 gelbgrün s, γ 11 gelbgrün r, Sch. d. 26 μ, von b ziemlich viel.

Beide Augite mit einschlußreichem farblosen Außenrand. Für a c γ $(\upsilon > \rho)$ 51°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon > \rho$. Für sehr schwach grünlichen

Pyroxen $V_{(18\cdot3,\ 8\cdot7)} = 31^1/_2{}^0$. Für schwach graugrünen: $V_{(14\cdot8,\ 4\cdot5)} = 31^1/_6{}^0$, für schwach grünlichen $V_{(13\cdot9,\ 10\cdot8)} = 29^0$. An einem zonaren Schnitt mit intensiv grünem Kern und fast farbloser Hülle wandert die Achse A um $12^5/_6{}^0$ gegen γ des Kerns in der Hülle. Ein schwach grünlicher Pyroxen enthält auch umgewandelte rhombische Pyroxenlamellen. Ferner treten im Gestein noch bis 1 *mm* große Magnetitkörner auf, eines mit einem $^1/_{10}$ *mm* großen Zirkonkorn verwachsen.

Grundmasse vorwiegend aufgebaut aus Plagioklasleistchen unter $^1/_{10}$ *mm* breit,

MP	1	1'	An
a	30	35	$58^1/_2$%
b	$34^1/_2$	$31^1/_2$	59%
c	37	33	62%

($\perp\gamma$—29 im Kern 55% An, + 5 in der Hülle . . . saurer Oligoklas, Zonarstruktur vornehmlich am Außenrande entwickelt), Augitmikrolithen, Olivindelessitpseudomorphosen, gut ausgebildeten Magnetitkryställchen, viel weniger Titaneisenskeletten, zarten Apatitnädelchen und ehemaligem, jetzt in Delessit umgewandelten Glas; Delessit erfüllt auch die Gesteinsporen, wobei am Gesteinsrande der Poren unter den Delessitblättchen nicht selten eine schwach gelbgrüne, viel schwächer doppelbrechende Substanz ($n <$ Canadabalsam) sitzt mit α in der Faserrichtung (Mineral Uα?). Die eine oder andere trübe Partie des Schliffs läßt in delessitischem Untergrunde reichliche, winzigste, stark lichtbrechende Körnchen erkennen, ob Spinell?

56. Nordöstlich Boccon Kote 5(3) . . . [6, 2] trifft man über basischem Brockentuff ein schwärzliches Gestein von ähnlichem Aussehen und Mineralbestand wie G. 49 mit bis 1 *mm* großen Augiten von a dem einen oder anderen, korrodiert, mit farbloser Hülle, von b ziemlich viel, gut krystallographisch begrenzt. b ist nicht selten in chloritisch-delessitische Produkte umgewandelt, wobei sich wenig Carbonat bildet. Gut krystallographisch begrenzter Olivin ist ziemlich viel in bis $^1/_2$ *mm* großen Formen vorhanden, pseudomorphosiert in grünen Delessit und Carbonat. Von anderen Komponenten ist zu erwähnen eine resorbierte Hornblende, das eine oder andere bis 1 *mm* große Quarzkorn mit Flüssigkeits-, Kohlensäure- und Glaseinschlüssen, umgeben von einem Augitmikrolithenkranz, Erzkörner.

Grundmasseplagioklase

	MP	Kern	An	Rand	An
a	1	34	60%	20	34%
	1′	34		—	—
b	1	33	60%	—	—
	1′	34		—	—
c		37	69%	—	—

Magnetit an Menge = dem Titaneisen; Grundmasse sonst gleich dem G. 55, nur viel Carbonat in den Olivinpseudomorphosen und im Glas infolge stärkerer Zersetzung.

57. Mit der Bezeichnung „Nördlich C. Ballerina (der südlichen) nördlich Boccon" liegt ein grauweißes Gestein vor von fast holokrystallinporphyrischer Struktur, enthaltend bis 1 *mm* große Augiteinsprenglinge von a ziemlich viel, korrodiert, mit meist scharf abgesetzter, einschlußreicher, farbloser schwächer lichtbrechender Hülle, α 13 grasgrün r, β 10 gelbgrün s, γ 11 gelbgrün r, Sch. d. 32 μ. Von b zahlreiche, wie a im Kern klar, in der Hülle einschlußreich; die Farbe etwas variabel, manchmal bräunlich, manchmal grau, ein andermal farblos. Bestimmungen: An einem Schnitt fast farblosen Pyroxens $\perp \beta$ c γ ($\upsilon > \rho$) 42°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon > \rho$ bei bräunlichem Augit. — A. B. $\rho \gtrless \upsilon$ bei grünem Pyroxen. — Für bräunlichen Augit $V_{(10{\cdot}4,\ 3{\cdot}7)} = 28°$, für einen anderen Schnitt $V_{(10{\cdot}3,\ 5)} = 25^2/_3°$. An einem zonaren Schnitt von schwach grünem Kern und grauer Hülle wandert die Achse B wenig.

Weiter beobachtet man im Gestein bis 2 *mm* große Plagioklase zweierlei Art. α) Der eine oder andere basische Plagioklas. Nach dem Winkel der Achsenebenen mit den Spaltrissen nach P zirka 40°, der viel stärkeren Lichtbrechung als Canadabalsam, dem optischen Charakter (±) folgt Bytownit. β) Saurer Plagioklas. An der Lichtbrechung α = Canadabalsam, $\gamma >$ Canadabalsam, Auslöschung auf M 5° folgt Oligoklas von 21% An. Außer diesen größeren korrodierten Einsprenglingen finden sich noch kleinere bis $^1/_2$ *mm* groß.

∥ M	Kern	An	Hülle	An	Rand	An
	— 6	38%	— 19	56%	+ 9	16%
	— 9	41%	— 15	49%	+ 8	18%

$\perp$ MP 1 . . . 27, 1′ . . . 32 . . . 55% An.

Vorhanden sind noch ein 1 *mm* großes Quarzkorn mit Augitmikrolithenrand, das eine oder andere gedrungene bestäubte, bis 1 *mm*

lange Apatitsäulchen und wenige Resorptionsproduktaggregate, endlich bis 1 *mm* große Erzkörnchen und spärliche limonitische Olivinpseudomorphosen.

Das Handstück enthält einen 1 *cm* langen Hornblendekrystall.

Grundmasseplagioklase ergaben

⊥MP		Kern	An	Rand	An
a	1	29	52%	—	28%
	1′	27	—	13	—
b	1	30	54%	3	16%
	1′	29	—	6	—

— Zonarstruktur allmählich verlaufend —

Augit in Körnern und kurzen Leistchen gleich b, farblos; Magnetit in 2 Generationen, ungefähr gleichviel wie die Titaneisenskelette. Ziemlich viel Apatitnädelchen. Spurenweise vorhandenes farbloses Glas (n > Canadabalsam) ist größtenteils in Delessit umgewandelt.

58. In einem Seitengraben des Schivanojabaches, südlich von dem Gut Schivanoja, steht ein grauschwarzes, sehr feinkörnig erscheinendes Gestein an mit spärlichen Carbonatmandeln, das dem vorigen G. nicht unähnlich ist.

Es enthält bis 1 *mm* große Augiteinsprenglinge von a wenig, korrodiert, mit eingeschlossenen, nicht bestäubten Apatitsäulchen, α 13 grasgrün r, β 12 grasgrün s, γ 11 gelbgrün r, Sch. d. 30 μ, von b zahlreich, selten gut krystallographisch begrenzt. Bestimmungen: für einen Schnitt nahe ⊥ β mit grünem Kern $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 51° und farblosem Rand $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 46°. Für einen grünen Zwilling $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 50°. Ein Schnitt nahe ⊥ β von b mit feiner Streifung von rhombischem Pyroxen ‖ der c-Achse $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 44°. Für alle Augite D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. für a $\upsilon > \rho$, für b $\rho > \upsilon$. — A. B. für a $\rho > \upsilon$, für b $\rho \gg \upsilon$. — Für a $V_{(16{\cdot}6,\ 11{\cdot}1)} = 36°$. — Für b schwach bräunlich $V_{(9{\cdot}2,\ 3{\cdot}4)} = 30{\cdot}9°$. — Für b fast farblos $V_{(6{\cdot}5,\ 5{\cdot}8)} = 25\frac{1}{6}°$. — Für einen zonaren Schnitt mit schwach grauem Kern $V_{(9{\cdot}5,\ 0)} = 31{\cdot}7°$ und farbloser Hülle $V_{(11{\cdot}5,\ 0)} = 26{\cdot}7°$. Die Achse A wandert hierbei 7° gegen γ des Kerns in der Hülle. — An einem zonaren Schnitt mit ziemlich intensiv grünem Kern und farbloser Hülle wandert die Achse A 9° gegen γ des Kerns in der Hülle, der Unterschied zwischen den Anwachspyramiden ist sehr gering und wegen der das Interferenzbild etwas

störenden Einschlüsse schwer zu verfolgen. Für 010 scheint die Wanderung um zirka 1·9° kleiner zu sein als $\bar{1}11$. — Ein anderer zonarer Schnitt mit sehr schwach grünem Kern und farbloser Hülle lieferte: Achse A wandert $3^2/_3°$ gegen γ des Kerns in der Hülle. — Im farblosen Pyroxen (im grünen nicht) findet sich oft im Kern von ehemaligem rhombischen Pyroxen herrührendes $H\gamma$; doch ist dies schon stark limonitisch.

Daß der Kern der zonaren Augite die grüne Farbe aufweist, die Hülle aber braun oder farblos ist, ist (mit Ausnahme von Ägirin) eine für alle Euganeenbasalte geltende Regel, deren allgemeine Anwendbarkeit schon von Zirkel[1]) betont wurde.

Von dem einen oder anderen bis $1^1/_2$ *mm* großen, stark korrodierten Plagioklaseinsprengling mit schmaler, auf der Innenseite einschlußreicher Außenzone enthält mancher im Kern Titaneisentäfelchen, schwarze Punktreihen und Flüssigkeitseinschlüsse mit tanzender Libelle. || M —14 im Kern 48% An, in der Hülle am Innenrand —21 . . . 61% An, außen + 9 . . . 18% An; ein anderer ist im Kern Oligoklas, in der schmalen Hülle am Innenrand Labrador, außen Oligoklas. Im Schliff findet sich noch eine 1 *mm* große korrodierte Hornblende, resorbierter Glimmer?, ein $^1/_2$ *mm* großes Quarzkorn mit Augitmikrolithenkranz, einige bis $^1/_4$ *mm* große Apatitsäulchen und bis 1 *mm* große lappige Erzkörner. Grundmasse = der des vorangegangenen Gesteins. Plagioklas $\perp$ MP 1 . . 32, 1′ . . 31 . . . 57% An, 1 . . 29, 1′ . . . 33 . . . 57% An, an den Rändern Oligoklas, Titaneisen an Menge = $^1/_3$ des Magnetit.

Ausscheidungsfolge: Voran gingen rhombischer Pyroxen, Hornblende, Apatit, Erze, dann folgte grüner und färbiger, zum Schlusse farbloser Pyroxen und Plagioklas, schließlich die Gemengteile der Grundmasse, darunter wohl auch Olivin.

59. Nordwestlich unter der Straßengabel westlich Castelnuovo tritt ein kleiner Terrainbuckel auf, der ein graubraunes Gestein führt sehr ähnlich dem vorangegangenen, mit zahlreichen bis 2 *mm* großen korrodierten (a etwas mehr als b) Augiteinsprenglingen. a: α 14 grasgrün s, β 13 grasgrün r, γ 12 gelbgrün t. Sch. d. 24 μ.

Bei den Korrosionserscheinungen tritt bei fast allen grünen Pyroxenen der Euganeenbasalte, Limburgite und Augitite reichlich

[1]) Basaltgesteine, Bonn 1870, pag. 23.

Magnetit auf (siehe h. d. Fig. 16). Dies sowohl wie auch der große Achsenwinkel des grünen Augit, dessen große Auslöschung, sein nicht zu hoher Brechungsexponent (im Verhältnis zu Ägirin) deutet an, daß er ein sehr eisenreicher Pyroxen ist und daß er in ähnlicher Weise wie die Hornblende in der intratellurischen Phase mehr Fe aufzunehmen imstande war als der Augit der effusiven Phase.

Augit b ist im vorliegenden Gestein gern glomeroporphyrisch entwickelt, einmal ist er poikilitisch mit brauner Hornblende verwachsen, die auch sonst korrodiert das eine oder andere Mal als

Fig. 16.

Im Kern des Krystalls findet sich grüner Augit, der deutlich Korrosionsspuren zeigt; ihn umgibt ein Haufwerk von Magnetit (noch mehr als in der Figur gezeichnet) und farbloser Augit, || verwachsen mit dem grünen. Der Schnitt ist nicht gut $\perp$, sondern ziemlich schief zu β geführt. Vergrößerung 100mal. Die Figur ist entlehnt dem G. 12, woselbst die Korrosion energischer ist als in den meisten der jetzt behandelten Basalte.

Einsprengling auftritt, meist aber unter Pyroxengerüstbildung, Titaneisen und Magnetit größtenteils resorbiert ist; rhombischer Pyroxen scheint wenig vorhanden gewesen und durch Carbonat verdrängt worden zu sein. Bestimmungen: Ein Schnitt nahe $\perp \beta$ zeigt schwach grünlichen Kern $c\gamma$ $(\upsilon > \rho)$ 47° und farblose Hülle $c\gamma$ $(\upsilon > \rho)$ 44°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — Ein Zwilling von fast farblosem Pyroxen nahe $\perp \beta$ liefert 43°. — Für b: A. A. $\rho > \upsilon$. — A. B. $\rho \gtrless \upsilon$. — An einem Schnitt mit schwach grünem Kern $V_{(18{\cdot}5,\ 10{\cdot}2)} = 33^1/_2{}^0$ und bräunlicher Hülle $V_{(18{\cdot}8,\ 10{\cdot}2)} = 30^5/_6{}^0$ wandert die Achse A 8° gegen γ des Kerns in der Hülle. An einem grauen Schnitt $V_{(14{\cdot}2,\ 6{\cdot}6)} = 28{\cdot}4^0$.

Ein fast farbloser Schnitt: $V_{(18\cdot5,\ 3\cdot3)} = 27°$, ein anderer $V_{(13\cdot2,\ 6\cdot3)} = 26\cdot4°$, ein dritter $V_{(5\cdot3,\ 9\cdot6)} = 23^5/_6°$. In einem Schnitt mit graugrünem Kern und fast farbloser Hülle wandert die Achse A für 010 . . . $3^1/_2°$, für $\bar{1}11$ . . . $6^2/_3°$ gegen γ des Kerns in der Hülle. — In einem anderen Schnitt mit fast farblosem Kern und schwach bräunlicher Hülle wandert die Achse A kaum merklich. Ein vereinzeltes Plagioklasaggregat bis 2 *mm* groß — im Innern = dem Plagioklas des G. 58 — $\perp$ MP 1 . . . 30, 1′ . . . 28 . . . 54% An. Apatit, Erze und Grundmasse = G. 58.

Plagioklas

$\perp$ MP		Kern	An	Rand	An
a	1	30	55%	—	—
	1′	31	—	—	—
b	1	28	53%	—	—
	1′	29	—	—	—
$\parallel$ M		—17	52%	+10	16%
		—15	49%	+10	16%

— Zonarstruktur vornehmlich am Rand entwickelt, der Randplagioklas auch als Mesostasis der Grundmasse —

In der Grundmasse tritt manchmal ein Biotitflimmerchen auf, viel Carbonat, Titaneisen an Menge viel weniger als Magnetit.

60*a)* Südwestlich vom Gute Schivanoja (A. a. d. R. K.) findet sich über basischem Brockentuff ein hellgraues Gestein mit ziemlich viel hanf- bis erbsengroßen limonitischen Carbonatmandeln, fast gleich dem vorangegangenen Gestein.

Augit a wenige, b manchmal sehr viel Einschlüsse führend. Bestimmungen: Schnitt nahe $\perp \beta$ von grünem Augit im Kern $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 52°, in der farblosen Hülle $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 45°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. Von b: A. A. $\rho > \upsilon$ — Na 2° 56′ v. d. M. Mit. u. A. a. d. g. S. ρ 0° 5′ — Na O — υ 1° 19′. — A. B. $\rho \geqslant \upsilon$. — Für schwach grauen Pyroxen $V_{(20\cdot6,\ 4\cdot2)} = 29^1/_3°$. Ein Augitmikrolithenkranz mit bräunlichem Glas im Zentrum deutet auf ehemaligen Quarz, Resorptionsprodukte und Rahmenpyroxene auf Hornblende. Apatit und Erzkörner wie bei G. 58.

Ebenso die Grundmasse, Plagioklas $\perp$ MP 1 . . . 30, 1′ . . . 34 . . . 58% An, 1 . . . 33°, 1′ . . . $34^1/_2°$ . . . 61% An, $\parallel$ M — 25 im Kern 67%, + 12 am Rand 14% An. Das eine oder andere Mal tritt spurenweise Tridymit auf.

60*b)* Südlich vom Gut Schivanoja findet sich über basischem Brockentuff ein dem vorangegangenen völlig gleiches Gestein. Bestimmungen am Augit: Schnitt nur annähernd $\perp \beta$ mit grünem Kern $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 49° und farbloser schwächer lichtbrechender Hülle $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 43°, D. d. D. $\rho > \upsilon$. — Ein anderer fast farbloser Schnitt $c\gamma$ 45°. — Für b: A. A. $\rho = \upsilon$. — A. B. $\rho \gg \upsilon$. — An einem ziemlich intensiv grünen Schnitt $V_{(19{\cdot}5,\ 12{\cdot}2)} = 36^1/_2{}^0$, an einem ähnlichen Schnitt $V_{(18{\cdot}8,\ 1{\cdot}7)} = 37{\cdot}6^0$. Für einen schwach grünen Schnitt $V_{(17{\cdot}6,\ 10{\cdot}4)} = 31^5/_6{}^0$. Für b: $V_{(8{\cdot}5,\ 2{\cdot}7)} = 25{\cdot}3^0$, $V_{(7{\cdot}5,\ 7{\cdot}6)} = 25^1/_6{}^0$, $V_{(5,\ 1{\cdot}7)} = 26{\cdot}8^0$. — In einem Schnitt mit schwach graugrünem Kern und farbloser Hülle wandert die Achse A $2^1/_3{}^0$ gegen γ des Kerns in der Hülle. In einem Schnitt mit sehr schwach grünem Kern und farbloser Hülle wandert die Achse B für 010 . . . 4·8°, für 110 . . . 5·8°, für 001 . . . 8·9°, gegen γ des Kerns in der Hülle. Die im Verlauf der Besprechung der vorangegangenen Gesteine angeführten zahlreichen Achsendistanzmessungen an grünem und hellerem Kernaugit zeigen auch für diese beiden Augite der behandelten Basaltgruppe, daß sie nicht etwa getrennte unmischbare Glieder der Augitreihe darstellen, sondern gelegentlich, wenn auch durchaus nicht immer, die verschiedenartigsten Mischungsverhältnisse von farblosem und grünem Augit verraten, wie es schon bei früheren Gelegenheiten bewiesen wurde bei G. 21.

Ein 1 *mm* großer, von Augit umrandeter rhombischer Pyroxen ist großenteils noch frisch, stellenweise zeigt er Umwandlung in Hγ. Farblosen Augit eingeschlossen enthält ein korrodierter $^1/_2$ *cm* großer basischer Labradorkrystall, der im Kern etwas zonar gebaut ist (außen saurer als innen), zuäußerst eine saurere glasreiche Hülle enthält. Ein 1 *mm* großes Quarzkorn, der eine oder andere Hornblenderest [opt. (—)], Apatit, Erze wie bei dem vorangegangenen G., ebenso die Grundmasse. Plagioklase daraus:

	$\perp$ MP	Kern	An	Rand	An
a	1	29	55%	—	—
	1′	30	—	—	—
b	1	32	$57^1/_2$%	9	27%
	1′	33	—	11	—

Die Hülle bisweilen noch saurer werdend: < Canadab., also Oligoklas.

Titaneisen ist an Menge viel weniger als Magnetit. Wenig ehemaliges Glas ist spurenweise frisch (n bei 1·52, also ein ziemlich

kieselsäurereiches Glas), meist von limonitischen Häuten durchtränkt und aggregatpolarisierend.

Nach der Besprechung dieser Basaltgruppe müssen wir uns endlich die Frage vorlegen, inwieweit denn alle jene verschiedenartigen, als Fremdlinge erscheinenden Feldspate, ferner der Quarz, Cordierit, Sillimanit, Spinell, endlich die Olivin-, Augit- und Hornblendeaggregate in Knollenform in den behandelten Gesteinen als dem Magma angehörige Bildungen oder als Fremdlinge aufzufassen sind. Dabei muß kurz das Kapitel der Einschlüsse gestreift werden. Solche zum Teil unzweifelhaft fremdartige Einschlüsse, also aus dem Nebengestein mitgenommene Partien, haben aus den Euganeentrachyten beschrieben A. Lacroix[1]), der Paduaner Geologe Dal Piaz[2]), der auch nach den geologischen Beziehungen des Untergrundes der Euganeen mit den Alpen forschte, und in letzter Zeit F. Cornu.[3]) Diese meist sicher fremden Einschlüsse haben hier weniger Bedeutung. Dagegen haben wir uns Rechenschaft zu geben bei den obgenannten Mineralen, ob Ausscheidungen aus dem Magma vorliegen oder nicht.[4]) Überblicken wir die höchst entwickelte Literatur — sie zu zitieren würde zu weit führen, siehe übrigens die ziemlich reichhaltige Zusammenstellung in Zirkel: „Über Urausscheidungen in rheinischen Basalten", Abh. d. Math.-phys. Kl. d. königl. Sächs. Gesellsch. d. Wiss., N. III, XXVIII —, so sind die Meinungen über die einzelnen Vorkommnisse heterogenster Art. Die Frage aber dürfte doch in den meisten Fällen lösbar sein, wenn man sie in zwei Hauptfragen gliedert, wobei dann noch abnorme, ausnahmsweise eintretende, später zu besprechende Momente hinzukommen können. Die zwei Spezialfragen wären:

1. Ist es möglich, daß aus einer bestimmt zusammengesetzten Schmelze[5]) nach den uns durch Experimente bekannten physikalisch-

[1]) A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques. Macon 1893, p. 218—221.

[2]) G. Dal Piaz, Di un incluso granitico nella Trachyte degli Euganei. Riv. d. Min. e Crist. Ital. Vol. XXVIII.

[3]) F. Cornu, Petrogr. Untersuch. e. enallog. Einschl. a. d. Trach. d. Eugan. Beitr. z. Paläont. u. Geol. Österr. u. d. Orients, Bd. XIX, 35—47.

[4]) M. Stark, Die Euganeen. Sehr große Blöcke von Gabbro und Syenit im Basalt des Lovertin.

[5]) Die Gesetze der Bildung der Minerale aus dem Schmelzfluß haben, nachdem schon Bunsen und andere, beispielsweise Gibbs, Guthrie, van't Hoff, Arrhenius, Meyerhoffer, Tammann, Rozeboom, Teall, Becker, die Ver-

chemischen Gesetzen das fragliche Mineral auskrystallisiere? Von diesem Gesichtspunkt ging beispielsweise Rosenbusch bei der Beurteilung der Frage vor; oder

2. werden durch die geänderten intratellurischen Verhältnisse Möglichkeiten geschaffen für die Auskrystallisation gewisser Minerale, die in der Effusivperiode wegfallen und so die Urteilsberechtigung des 1. Punktes überhaupt in Frage stellen. — Experimentell können wir der zweiten Frage zwar nicht nachgehen, wohl aber lehren uns die Beobachtungen an den fertigen Tiefengesteinen, mit welchem Recht oder Unrecht wir an solch geänderte Zustände zu glauben haben. Den besten Beweis hierfür liefert die früher gestreifte Frage der Bildung der Hornblende und des Biotit bei G. 12.

Wenn wir von obigen Gesichtspunkten aus die in den Euganeenlimburgiten bisweilen auftretenden älteren Olivinaugitmagnetitknäuel ins Auge fassen, so besteht wohl kein Zweifel, daß wir es dabei mit Ausscheidungen aus dem Magma zu tun haben, da die Gleichheit der Komponenten jener Knäuel in optischer Beziehung bis ins Detail übereinstimmt mit den Gesteinseinsprenglingen. In ganz gleicher Weise sind auch, wie es schon längst von Rosenbusch und anderen geschehen ist, die Olivinknollen als Ausscheidungen des Magmas angesehen worden — natürlich wenn sie sich in entsprechenden Gesteinen finden — und Zirkel fragt mit Recht, warum im Siebengebirge beispielsweise diese Olivinknollen gerade in den Basalten auftreten, aber fehlen in den benachbarten sauren Gesteinen. Dasselbe Argument läßt sich auch für die Euganeen vorbringen, für die Olivinknollen im Böhmischen Mittelgebirge — dort kommen in den Phonolithen dafür (Marienberg), wie F. Cornu gezeigt hat, statt Olivinknollen Einschlüsse von foyaitischem Charakter vor, also dem Chemismus der Phonolithe nahestehender Gesteine —, jene von Kapfenstein in Steiermark, für die in letzter Zeit wieder H. He-

wandtschaft desselben mit wässerigen Lösungen erkannt, für die natürlichen und auch künstlichen Gesteinsschmelzen Lagorio (d. M., VIII, pag. 430) und Morozewicz (d. M., XVIII, pag. 1, 105) in sehr exakter Form weiter erforscht, und vornehmlich in den letzten Jahren haben Dölter und Vogt neben anderen so viel Licht in diese Fragen gebracht, daß wir die von ihnen erkannten Normen mit ziemlicher Sicherheit auf die natürlichen Gesteinsschmelzen anwenden dürfen.

Über den Einfluß des Druckes auf die Mineralbildung siehe Vogt in d. M., Dölter, d. M., XXV, 81, ferner Ötling, d. M., XVII. Bei diesen Autoren auch Literatur.

ritsch[1]) versucht hat, sie als exogene Einschlüsse zu deuten. — Diese Ausscheidungen der Olivinknollen stehen übrigens auch in gar keinem Widerspruch mit der Krystallisation in der Effusivperiode.

Nur scheint, daß die Knollen eine Vorliebe für Ausbildung von rhombischem Pyroxen haben, die auch in den entsprechenden Tiefengesteinen vertreten ist, so daß also bei diesem Mineral etwas Ähnliches in Betracht käme wie für die größere Bestandfähigkeit der Hornblende im Tiefengestein. Merkwürdig ist jedenfalls die oftmalige starke Korrosion solcher rhombischer Pyroxene in der Effusivperiode und die Bildung von Olivin und Augit an seiner Stelle, wie es bei einigen Euganeengesteinen betont und wie es von vielen Forschern beschrieben wurde.

Die Hornblendeaugitknollen in den Euganeenaugititen tragen so sehr den Stempel der Ausscheidung aus demselben Magma an sich durch die auch später noch herumlaborierende Korrosion der Hornblende, ferner durch die optische Gleichheit des Knollenaugits und jenes der Einsprenglinge, daß das Gesagte für ihre endogene Natur genügend erscheint.

Etwas komplizierter gestalten sich schon die Verhältnisse bei den Augitknäueln stellenweise mit Hornblende, noch seltener mit rhombischem Pyroxen oder Labrador verwachsen aus der vorher behandelten Basaltgruppe mit zweierlei Augit. Dort sind offenbar die Gesetze für die Mineralbildung im intratellurischen Zustande etwas andere gewesen als im effusiven. Schon bei G. 38, 51 wurde auf die bekannte Tatsache hingewiesen, daß nach der Resorption der Hornblende Olivine entstehen; das Olivinsilikat steckte also in der Hornblende. In der intratellurischen Epoche verteilt sich also auf Hornblende und rhombischen Pyroxen eine Stoffmenge, die in der Effusionsperiode neben Olivin nur Augit und Erze, aber kaum rhombischen Pyroxen liefern würde. Die Gründe für diese Bildung sind nicht klar; daß sie ziemlich regelmäßig eintritt, beobachtet man an zahlreichen Tiefengesteinsvorkommen, sie liegen aber möglicherweise darin, daß die Hornblende H, eventuell F im Krystallgebäude zu binden vermag, wodurch ihre Existenz bei dem mit diesen neben anderen Stoffen geschwängerten intratellurischen Zustand als die stabilste erscheint. Da die eben behandelten Augit- etc. Aggregate nur auf diese eine Basaltgruppe in den Euganeen beschränkt, sonst

[1]) Zentralbl. f. Min. etc., 1908, Nr. 10.

aber in den anderen Gesteinen nicht bekannt sind, ferner auch ein Magma wie das der behandelten Basalte sicher diesen Einschlüssen ähnliche Tiefengesteine liefern würde, sind sie mit vollem Recht als endogene Ausscheidungen anzusehen.

Für die später zu besprechenden Hypersthenbasalte wieder sind die Regel Aggregate von Labrador, Augit und Hypersthen, auch Erze, also Bildungen, die das Magma auch in der Effusionsperiode zu liefern vermag.

Ganz so ist es bei dem später zu behandelnden Kapitel der basischen Ausscheidungen der Andesite. Nie kehren bei all den sauren Gruppen Knollen wieder, die für die anderen basischeren Gesteinsgruppen typisch sind, dagegen finden sich in letzteren saure Gebilde öfters.

Nicht schwer zu entscheiden ist auch die Frage nach der Herkunft der Quarzkörner. Da sie in allen basischen Gesteinen der Euganeen einen stark entwickelten Porricinsaum tragen, sagen sie schon, daß sie sich nicht mit dem Magma vertragen. Sie müßten nach ihrem Auftreten Einsprenglinge dieser Gesteine sein. Nun treten aber Quarzeinsprenglinge erst bei sehr reichlichem SiO_2-Gehalt des Magmas auf. So berechnet Vogt[1]), daß das Quarzfeldspateutektikum erst liegt bei 27·5% Q : 30·5% Or : 42% Ab + An in Gewichtsprozenten. Freilich enthalten die hier behandelten Euganeengesteine viel mehr andere Komponenten; nichtsdestoweniger aber müßte doch wohl zum mindesten der Quarz oder Tridymit als letztes Resterstarrungsprodukt in größerer Menge auftreten, da in manchen Diabasen und Basalten solche Restkrystallisationen bekannt sind; es gelang aber mit höchst seltenen Ausnahmen des Nachweises von dem einen oder anderen Tridymitblättchen in der Grundmasse der SiO_2-reichen Hypersthenbasalte und ihrer Verwandten, nie Kieselsäure als Restausscheidung nachzuweisen. Er stellt sich in der Grundmasse der Euganeengesteine erst bei sehr SiO_2-reichen Gesteinen ein, als Einsprengling bei den allersauersten Gesteinen. Von einem so hohen Quarzgehalt also, der die Bildung von Quarzeinsprenglingen begünstigen würde, kann bei unseren basaltischen Gesteinen keine Rede sein. Außerdem spricht gegen die endogene Natur der Quarzkörner das oftmalige gleichzeitige Auftreten mit Olivin in unseren basischen Gesteinen, endlich allgemein die zahlreichen petrographischen Beobachtungen an den korrespondierenden Tiefengesteinen, bei denen, wie Vogt gezeigt hat — für das Quarz-

[1]) J. H. Vogt, Phys.-chem. Ges. d. Kryst. in Eruptivgest. D. M., XXV, 387.

feldspateutektikum fast dieselben Resultate wie für die Ergußgesteine — der Druck auf die Krystallisationsvorgänge von keinem zu großen Einfluß ist.[1]) Aus all dem kann man Zirkel beispielsweise nicht beistimmen, den Quarz als Urausscheidung schlechtweg im Basaltmagma anzusehen. So weit die Sache uns für die basischen Euganeengesteine angeht, so ist er zweifellos in allen Fällen exogener Natur.

Inwieweit die bei den Detailbeschreibungen als Fremdlinge bezeichneten großen Feldspateinsprenglinge dem sie führenden Gestein angehören oder nicht, ist in manchen Fällen nicht zu entscheiden. Da alle diese Krystalle als Einsprenglinge zu behandeln sind, so müssen wir die Bedingungen Revue passieren lassen, unter denen Orthoklas und Plagioklas als Einsprengling erscheint. Schon Lagorio[2]) hat gezeigt, daß, wenn Orthoklas vor Plagioklas als Einsprengling aus dem Magma krystallisiert, das Verhältnis der Analyse $2\,K_2O : 1\,Na_2O$ nötig ist. Vogt[3]) berechnet das Eutektikum von Orthoklas zu Plagioklas auf 40—44% Or : 60—56% Ab oder Ab + An und findet, daß bei den Tiefengesteinen ungefähr dasselbe Verhältnis bestehe. An ein derartiges Vorherrschen der Orthoklassubstanz in allen basischen Euganeengesteinen ist aber nicht zu denken, da es nicht einmal in der Grundmasse gelungen ist, den Orthoklas aufzufinden (abgesehen von abgeschmolzenen Schlieren der Fremdlinge und des spurenhaften fraglichen Auftretens von Anorthoklas in der Zwischenklemmasse); in den Plagioklas aber geht nur eine geringe Menge von Orthoklas hinein, wie viele Analysen beweisen. Mit diesen obigen Gesetzmäßigkeiten harmonieren auch die Ergebnisse der Studien an den entsprechenden Tiefengesteinen. Daher ist in den Euganeenbasalten der Orthoklas wie auch der Anorthoklas exogener Natur.

Ebenso exogener Natur sind auch alle Einsprenglinge von Oligoklasalbit und Oligoklas. Eine Handhabe zur Beurteilung dieser Verhältnisse bietet vor allem die Beckesche Regel der Zonarstruktur der Plagioklase. Die zahlreichen Beobachtungen an den Einsprenglingen und Grundmasseplagioklasen in den Gesteinen der vorliegenden Arbeit, von denen beiden es sicher war, daß sie dem Gesteinsmagma entstammen (Fremdlinge sind auch durch ihre Größe

[1]) D. M., XXVII, 105.

[2]) Natur der Glasbasis und die Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma. D. M., VIII, 457.

[3]) D. M., XXIV, 519, XXV, 376, XXVII, 131.

und Formen in der Regel auffallend), zeigen klar, daß die ersten Plagioklasausscheidungen entweder überhaupt basischer oder nur wenig saurer als die folgenden waren. Diese Beobachtungen im Verein mit jenen, wonach es wahrscheinlicher ist, daß in einem Tiefengestein, das den Basalten, Limburgiten und Augititen entspricht, eher basischere Plagioklase als in den Ergußformen auftreten, wie manche Beobachtungen an Usticabasalten[1]) dartun, rechtfertigen die Annahme der exogenen Natur der behandelten sauren Plagioklase.

Ob nun endlich und inwieweit basische Andesin- und Labradoreinsprenglinge exogen oder endogen sind, ist überhaupt nicht mehr zu entscheiden, da uns die sicheren Leitsterne, wie wir sie oben hatten, verlassen. Daß das bisweilen massenhafte Vorkommen von fremdartigen Einschlüssen (beispielsweise in den Augititen) den Gesteinscharakter bei längerer Einwirkung völlig verschieben kann, liegt auf der Hand.

Endlich sind von fremdartigen Mineralen in den Euganeenbasalten noch zu erwähnen: Cordierit, Sillimanit, Spinell. Ersterer hat für seine Existenz in dem betreffenden Basalt durchaus keine Berechtigung[2]), da an einen Überschuß von Tonerde zu denken, der durch die Alkalien und Ca nicht völlig gebunden wäre, nicht plausibel ist, was sich ja auch durch die schleunige Korrosion kundgibt. Sillimanit ferner wäre überhaupt nicht zur Bildung gelangt, wenn das Magma noch etwas Zeit gehabt hätte, sich mit der aus Cordierit sich bildenden Schmelze zu mischen; daher findet er sich auch nur im Zentrum des Fremdlings. Sehr häufig ist er nach den oben zitierten Arbeiten in den trachytischen Euganeeneinschlüssen. Dort mußte die Viskosität der Schmelze eine bedeutend höhere gewesen sein und die Einschlüsse erfahren nur eine weitgehende Umkrystallisation, ohne daß ihre Bestandteile so weit zertragen und resorbiert wurden, wie es in den Basalten infolge der geringeren Viskosität der Fall war. Auch waren Schmelze und Einschluß chemisch nicht so stark different im ersteren Fall. Ebenso ist es mit den Spinellaggregaten[3]), der schon dadurch, daß er immer nur als Bildung um resorbierte Einschlüsse erscheint, dokumentiert, daß er sich nicht

[1]) D. M., Bd. XXIII, 473.

[2]) Siehe hierzu Sillimanitbildung aus nur sehr tonerdereichen Schmelzen bei Morozewicz, d. M., XVIII.

[3]) Siehe hierzu die Bildungsbedingungen des Spinell bei Morozewicz l. c.

gebildet hätte, wenn ihm nicht die lokale Übersättigung des Magmas mit Tonerde zustatten gekommen wäre. Daß bei längerer magmatischer Einwirkung völlige Dissoziation der aufgeschmolzenen Partien und es also überhaupt zu keiner Spinellbildung gekommen wäre, beweist die Beobachtung, daß nach außen gegen das Magma zu die Spinelle immer dunkler werden, bis man sie von Magnetit nicht mehr unterscheiden kann. Dort also hätte die Tonerde vermutlich überhaupt nicht Spinell, sondern Plagioklas gebildet, wie die Umwachsung des Cordierits mit Labradorleistchen kund tut. Daß die drei genannten Minerale nicht als endogene Bildungen des Magmas aufzufassen seien, wie Zirkel tat, sondern als exogene, bestätigen überdies auch noch Beobachtungen der verwandten Tiefengesteine.

Es erübrigt noch, eine Frage anzuschneiden. Sind die fremdartigen Einschlüsse der Euganeen als mitgenommene Teile des festen Untergrundes des Vulkangebiets anzusehen, oder sind es mitgezerrte Schlieren einer differenten Magmamasse? Für die von den früher genannten Autoren beschriebenen Schiefereinschlüsse, ebenso für Cordierit trifft das erste Moment zu. Inwieweit es aber zutreffend ist für die übrigen Einschlüsse, muß zweifelhaft bleiben. Eine Beobachtung muß jedenfalls auffallen; die sauren Einschlüsse (Quarz, Orthoklas etc.) kehren oft bei den Basalten, Limburgiten und Augititen wieder; es fehlen jedoch stark basische Einschlüsse in den sauren Euganeengesteinen. Demnach wäre eine Durchmischung von heterogenen Magmen, die aber derselben Gauverwandtschaft angehören, also durch Differentiation entstanden sind und verschiedene Raumhorizonte im Erdinnern innegehabt haben, ganz gut für unsere Gesteine denkbar.

Rosenbusch (Gesteinslehre) und Hibsch (d. M., XVII, 1897, 285) haben auf den Ideen Bunsens fußend auf diese Weise die Quarzbasalte erklärt, ebenso andere Autoren ähnliche andere Fälle. Für Reyer ist die Schlierenhypothese einer der leitenden Hauptgedanken für seine Euganeenarbeit und andere folgende Abhandlungen gewesen.

Auch Zirkel hat in seiner Arbeit die heterogenen Einschlüsse des Finkenberges, allerdings in viel zu weit gehendem Maße, auf Schlierenbildung zurückgeführt. Die Anwendung der Schlierungshypothese auf die Einschlüsse (mit Ausnahme der Cordierit-, Sillimanit- und Spinellaggregate) der Euganeenbasalte führt nun zu keinerlei Ungereimtheit.

Von einem ganz anderen Gesichtspunkt ausgehend, nämlich von dem der Frage nach der Ursache der im großen ganzen sehr wechselnden Eruptionsfolge in verschiedenen Eruptivgebieten, schien es mir vor einigen Jahren nach gelegentlichen einschlägigen Studien, besonders an dem Gebiete der liparischen Inseln, recht plausibel, daß die Eruptionsfolge vornehmlich abhänge von dem Viskositätsgrad der im Magmabassin befindlichen Masse. Tritt dort Differentiation in flüssiger Phase ein und dafür sind besonders in letzter Zeit ziemlich viele experimentelle Beweise erbracht worden[1]), wodurch die immer wieder vorgebrachte Behauptung, solche Trennungen seien in Lösungen nicht möglich, widerlegt wurde, tritt also solche Differentiation ein — die Ursachen sind uns noch ziemlich rätselhaft —, so liegt kein Grund vor, daß diese differenzierten Massen entsprechend ihren spezifischen Gewichten Wanderungen vollführen, so daß die basischen Schlieren zu unterst zu liegen kommen, die sauren zu oberst. Die Temperaturdifferenz der oberen und unteren Schichten eines solchen Magmabassins von nicht zu großer Tiefenausdehnung wird für die Viskosität wenig bedeuten, da sie nicht gar zu viele Grade ausmachen wird. Demnach wird — gleichen Druck vorausgesetzt, unter sehr hohem Druck sind auch Granitmagmen wenig viskos (Aplite), was freilich nicht sagt, daß dann basischere Magmen nicht noch leichter flüssig sind — den sauren Massen große, den basischen geringe Viskosität zukommen, wie viele Experimente[2]) erweisen und wie es für die Euganeengesteine durch Schlüsse dargetan wurde.[3]) — Die Eruptionsfolge hängt dann ab von dem mehr minder hohen magmatischen Druck bei der Eruption; plötzlicher enormer Druck oder Aufreißen von Spalten wird zuerst, wenn die Spannungen im Magmaherd große sind, vorerst die leichtest flüssigen

[1]) Vornehmlich die Schüler Dölters: Schweig, N. Jahrb. f. Min. etc., Bl.-Bd. XVII, 516; Reiter, ebenda, XXII, 183; Freis, ebenda, XXIII, 43; Urbas, ebenda, XXV, 261; Vučnik, Zentralbl. f. Min. etc., 1904, 295; Vukits, ebenda, 707. Vor längerer Zeit die wichtige Beobachtung Morozewicz', d. M., XVIII, 332.

[2]) Lagorio, d. M., VIII. Oetling, d. M., XVII, pag. 338. Dölter, Petrogenesis 29, daselbst auch Literatur wie auch in E. Greiner, Über die Abhängigkeit der Viskosität in Silikatschmelzen von ihrer chemischen Zusammensetzung. Inaug.-Diss., Jena 1907. Vogt, d. M., XXIV, 459.

[3]) Mitt. d. naturw. Ver. an d. Univ. Wien, IV. Jahrg., 1906, pag. 89. Ferner Festschrift d. naturw. Ver. an d. Univ. Wien, November 1907.

Massen fördern, selbst wenn sie zuunterst liegen[1]); sind diese Spannungsentlastungen geringfügiger oder reichen die Spalten nicht zur Oberfläche, so können auch zähere Massen zuerst ausfließen, eventuell Intrusionen bilden. Außerdem müßten sich noch geltend machen Verschiedenheiten in der Abgrenzung und Verflächung des Bassindaches, besonders aber einseitiges Schollenversinken. Irgend ein geheimnisvolles Drängen von aus Urmagma differenzierten Partialmagmen zur Eruption — zur Abkühlungsfläche — wie es manche Forscher annehmen (Brögger beispielsweise), sofern es nicht Schlieren sind, die etwa durch enormen Gasgehalt eine geringere Viskosität als das Gesamtmagma, aber auch eine größere ihm innewohnende Eruptionskraft besitzen, scheint mir implausibel zu sein. Aus all dem kann eine regelmäßige Folge der Gesteine bei den Eruptionen nicht erwartet werden, außer wenn während längeren Verlaufes der Eruptionsperioden selbst ein ursprüngliches einheitliches Magma im Bassin sich differenziert; dann ist wahrscheinlich und auch beobachtet: vorerst Durchschnittsmagma, dann saure und basische Massen in regelloser Folge.

Bei den Euganeen waren die ersten Eruptionsprodukte wie so oft basische Tuffe, dann folgten die bis jetzt besprochenen basischen Gesteine, sofort darauf sehr saure Massen (Venda-Quarztrachyt) und später Plagioklastrachyte nebst Basalten, ferner Liparite. — Die

[1]) Ein zugehöriges Experiment siehe in „Die Euganeen". Mitt. d. naturw. Ver. an d. Univ. Wien, IV. Jahrg., 1906, pag. 94.

Eine Stütze für die frühere Förderung leichter flüssiger Masse kann auch abgeleitet werden aus der häufigen Beobachtung, daß am Salband vieler schlierigen Gänge weniger Einsprenglinge auftreten als in der Mitte; das Salband entspräche dem zuerst geförderten, die Mitte dem später eruptierten Magma, das infolge der Krystallführung und weiter vorgeschrittenen Abkühlung zähflüssiger geworden ist. Reyer, Euganeen. Zirkel, Petrographie, I, 740. Fouqué, Santorin et ses éruptions, 1879. Milch N. Jahrb. f. Min. etc., 1905, II. Deecke, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 43, pag. 866.

Eine für diese Fragen wichtige Tatsache ist ferner das Erscheinen der lichten Asche (also saureres zähflüssigeres Magma), die der Furcht der Neapolitaner bei Vesuveruptionen ein Ende macht, da sie den Schluß derselben kündet. Die leichter flüssigen und eruptivfähigeren basischen Schichten des Magmas (infolge ihres spezifisch höheren Gewichtes in den tieferen Partien des Magmabassins gelagert) hätten demnach im Anfange die bei gleicher Temperatur zäheren sauren oberen Schichten durchschlagen, bis die im Bassin herrschenden Spannungen ausgelöst waren, dann schlösse sich die saure Schicht über der basischen, ein geringer Teil würde noch zur Eruption als weiße Asche mitgenommen — und bedingte das Ende der jeweiligen Eruption.

vorausgegangenen Erörterungen waren für die Schlierenfrage der Einschlüsse nötig. Stellen wir uns also auf den Boden der entwickelten Hypothese, die die unregelmäßige Gesteinseruptionsfolge in den Euganeen leicht verstehen läßt, so lehrt sie uns auch bei Lagerung der Teilmagmen nach dem spezifischen Gewicht, wobei im Magma selbst schon intratellurische Einsprenglinge schwimmen, die auffällige Erscheinung erkennen, daß in den sauren Eruptivgesteinen die basischen Einschlüsse fehlen, wohl aber oft vorkommen in den basischen Gesteinen die Einsprenglinge und Knollen der sauren Eruptivgesteine. Im ersten Falle hat die Magmaschicht nichts anderes passiert als den Kraterschlot oder die Gangspalte, im zweiten aber hätte das basische Magma samt seinen Einsprenglingen und Knollen die darüber befindlichen sauren Schlieren mitgerissen, sich mit ihnen auf dem langen Wege zur Erdoberfläche völlig durchmischt und nur die größeren Ausscheidungen desselben hat es nicht völlig — wenigstens in manchen Fällen — aufzuschmelzen vermocht.

Bei der Vorstellung einer derartigen Durchschlierung dürften dann im einfachsten Fall keine Mineraleinschlüsse sich finden, die mit den Gesetzen der Gauverwandtschaft in Widerspruch stehen. Tatsächlich ist für die Euganeen dies der Fall.[1])

[1]) Die von Zirkel angeführten Urausscheidungen wären als Ausscheidungen nur dann denkbar, als man sie nicht als Ausscheidungen einer wohl differenzierten Magmamasse auffaßt, sondern als Bildungen, die infolge randlichen Einschmelzens — eine von vielen früheren Forschern vertretene Hypothese, die dann von Brögger in exakter Weise für das Christianiaeruptivgebiet widerlegt, in neuerer Zeit wieder von den Amerikanern aufgegriffen wurde — heterogener Gesteinsmassen im Magma nahe der Grenzregion des Bassins entstanden sind aus einer Schmelze, die nicht das Produkt einer normalen Differentiation, sondern einer Assimilation gewesen ist. Für diese Grenzschlieren des Magmabassins wären dann manche dieser Einschlüsse des Finkenberges bei Bonn Ausscheidungen, sie wären aber nicht Urausscheidungen für das ursprüngliche, wohl differenzierte, im Innern des Bassins befindliche Magma, das gleichzeitig samt seinen eigenen Urausscheidungen mit diesen Assimilationsschlieren und deren Ausscheidungen zur Eruption kam.

Zu einer ganz anderen Frage (der Korrosion der Einsprenglinge) wird von Milch (Über magmatische Resorption und porphyrische Struktur [N. Jahrb. f. Min. etc., 1905, Bd. II]) die Schlierenhypothese in weitestem Maße herangezogen; in seinen Ausführungen finden sich eine Menge die obigen Fragen berührende wichtige Beobachtungen und Zitate anderer Forschungsergebnisse, welche die Schliereneinflüsse im hohen Grade wahrscheinlich machen. — Vor allem aber siehe zu diesen Fragen die Arbeiten Reyers.

3e. Basalte, den besprochenen Typen nahestehend

und entweder selbständige Typen von geringer Verbreitung bildend oder infolge weit vorgeschrittener Zersetzung ihre spezielle Zugehörigkeit zu den vorangegangenen Gruppen verhüllend. Die Vorkommnisse sind angeordnet nach dem geographischen Prinzip.

Einzelvorkommnisse.

61. Nördlich Este (C.) Mattioli . . . [0, —2] findet sich in Kreide ein vielfach geteilter Gang eines stark zersetzten zerfallenden grauweißen Gesteins von bis $^1/_2$ *cm* großen Mandeln voll Carbonat und erdigen Produkten durchsetzt, mit sehr wenigen Plagioklas- und Augiteinsprenglingen bei hypokrystallinporphyrischer Struktur.

Plagioklas, der eine oder andere bis $^1/_2$ *mm* große, etwas korrodierte Einsprengling

	⊥MP	Kern	An	Rand	An
a	1	26	50%	—	—
	1′	27	—	—	—
b	1	29	52%	17	30%
	1′	26	—	—	—
c	1	31	55%	23	36%
	1′	29	—	22	—

— Zonarstruktur allmählich verlaufend —

Augit in bis 1 *mm* großen korrodierten bräunlichgrauen Krystallen. [$V_{(13\cdot7,\ 9\cdot2)} = 30^2/_2{}^0$.]

Die Grundmasse besteht aus viel Plagioklasleistchen, bis $^1/_{10}$ *mm* breit, ebenso großen bräunlichen Augitkörnchen und Kryställchen, Magnetit und Titaneisen in Kryställchen bis $^1/_5$ *mm* groß, herabsinkend auch bis zu winzigsten Skelettformen und erst mit Obj. 3 sichtbaren Apatitnädelchen. Ehemaliges Glas war ziemlich viel vorhanden, ist aber — wie auch teilweise die Komponenten, darunter wohl auch Olivin — zersetzt in limonitische bis erdige Substanzen, sehr selten auch etwas Opal. Das Gestein dürfte sich am ehesten anschließen der Gruppe 3*b* β.

62. Nordöstlich Calaone Kote 12(7) . . . [2, 2] fand sich ein graubraunes stark zersetztes Gestein, das bis 1 *mm* große Einsprenglinge von Olivin, wohl auch Augit enthalten hat, die zu limonitischer Masse umgewandelt sind. In der Grundmasse waren viel Plagioklasleistchen vorhanden, von denen in der Regel nur mehr

Oligoklasandesinhüllen übriggeblieben sind. Hingegen ist Magnetit und Titaneisen in mikroskopischen Kryställchen und Skeletten noch erhalten, ebenso Apatitnädelchen, dagegen nur wenig Pyroxenkörner. Ehemaliges Glas und ein Teil der Komponenten ist in Häufchen und Bänder von Delessit umgewandelt. Auch stark lichtbrechende gelbbraune Körperchen treten auf, wohl limonitischer Natur. Das Gestein dürfte am ähnlichsten gewesen sein dem Gestein der Gruppe $3b\,\alpha$.

63. Aus dem Schutte[1]) östlich vom Friedhof von Valle S. Giorgio di sotto stammen Lesestücke des folgenden Gesteins.

Das graue hypokrystallinporphyrisch struierte Gestein mit erbsengroßen Blasen durchzogen, die zum Teil mit limonitischen Produkten erfüllt sind, enthält zahlreiche Einsprenglinge von besonders am Rande bräunlichem Augit, bis zu $^1/_2$ *mm* groß, meist knäuelartig vereinigt, sonst gut krystallographisch begrenzt: (100), (110), (010) im Gleichgewicht, c-Achse wenig verlängert. ($\gamma - \alpha$) für ρ und Na $= 0{\cdot}032$, für $\upsilon = 0{\cdot}031$. $c\gamma\,(\upsilon > \rho) \ldots \rho\ 43^2/_3{}^0$, Na 44^0, $\upsilon\ 44^1/_5{}^0$. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon \geqq \rho$. — A. B. $\rho \gtrless \upsilon$. — $V_{(16{\cdot}8,\ 2{\cdot}5)} = 29{\cdot}2^0$. In einem zonaren Schnitt wandert die Achse B 8^0 in der bräunlichen Hülle gegen γ des Kerns zu, ähnlich also den Limburgitaugiten.

Grundmasse bestehend außer Augitmikrolithen aus Plagioklasleistchen selten $^1/_{10}$ *mm* breit

$\perp$ MP	Kern		An
	1	1′	
a	39	34	66%
b	36	35	64%
c	35	—	63%
d	34	36	63%
Hülle	29	30	55%

— Zonarstruktur allmählich sich entwickelnd —

Magnetitkryställchen und etwa $^1/_3$ soviel Titaneisen, beides auch in zierlichen Wachstumsformen, endlich sehr wenig Apatit. Manche rotbraun gefärbte erdige Partien lassen die Möglichkeit ehemaligen Olivins zu. Als Zwickelausfüllung trifft man aggregatpolarisierendes ehemaliges Glas ($<$ Canadabalsam). Häufig erscheint an seiner statt eine opalige grünliche Masse. Eine Partie des Schliffs zeigt skelett-

[1]) Siehe hierzu die Bemerkung bei G. 38.

artige Entwicklung der Grundmasse wie bei den später zu besprechenden Hypersthenaugiten.

64. Südöstlich Cinto Monta(l)bone ... [0, —17] findet sich in Scaglia ein sehr schmaler Gesteinsgang.

Sein völlig zersetztes Gestein enthielt $^1/_{10}$ *mm* lange Leisten von Plagioklas, jetzt noch mikroskopische Magnetit- und Titaneisenkryställchen und Skelette. Olivin dürfte auch vorhanden gewesen sein, ist jetzt aber durch Carbonat verdrängt. Ein Teil der Carbonatpartien dürfte ehemalige Hohlräume ausfüllen. Der größte Teil des Gesteins wird außer von Carbonat von limonitischen und von braunen bis grauen erdigen Massen eingenommen.

65. Westlich Valle S. Giorgio Kote (1)07 ... [—1, —1] findet sich ein Vorkommen eines basaltischen Gesteins von geringer Verbreitung. Dieses in mannigfacher Beziehung interessante grauschwarze Gestein enthält zahlreiche 1 *mm* große, mit limonitischer Substanz berindete Poren, deren einige wenige mit Analcim erfüllt sind. Das Gestein ist wohl das TiO_2-reichste der Euganeen, zeigt hypokrystallinporphyrische Struktur mit Anklang an Ophitstruktur; doch ist der jüngste Pyroxen idiomorph.

Das Gestein besteht aus bis $^1/_{10}$ *mm* breiten, aber bis 2 *mm* langen krystallographisch gut begrenzten Plagioklasleistchen mit wenig Glas-, Erz- etc. Einschlüssen

⊥ MP	Kern	An	Rand	An
a	32	58%	22	36%
b	29	54%	15	30%
c	30	55%	—	—

— Zonarstruktur allmählich sich entwickelnd —

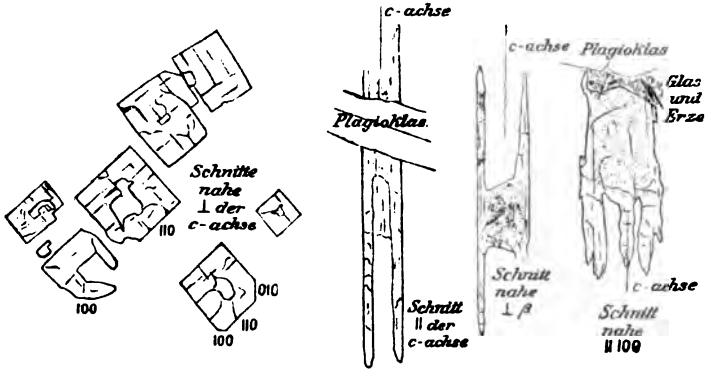
(Die Plagioklase zeigen sehr häufig im Kern ein völlig oder fast isotropes klares Umwandlungsprodukt, farblos, Lichtbrechung gleich oder etwas schwächer als Canadabalsam, viel schwächer als der noch vorhandene Plagioklasrest. Ist dies ein Zeolith, so müßte man wohl an Apophyllit denken; freilich ist eine solche chemische Umwandlung fraglich. Siehe b. G. 22.) Ferner besteht das Gestein aus Augit von dreierlei Art.

a) Der älteste ist grau bis gelbgrün vom Charakter des grünen Augit der zweierlei Pyroxenbasalte in stark korrodierten, bis 1 *mm* großen fast einschlußfreien Individuen im Schliff, umrandet von einer Hülle des Augit c.

b) In wenigen Einsprenglingen, meist knäuelig vereint, Erz- und Glaseinschlüsse enthaltend, wenn krystallographisch begrenzt (100), (110) und (010) im Gleichgewicht, nach der c-Achse kaum zweimal länger als breit, tritt fast farbloser bis schwach bräunlicher Augit auf vom Charakter der Augite der Limburgite. $c\gamma u > \rho = 47^0$. — D. d. D. $\rho > v$. — A. A. $v > \rho$. — $V_{(10\cdot5,\ 13)} = 29^0$.

c) An diesen und Augit a erscheint als Hülle und Fortwachsung, von a scharf abgesetzt und schwächer lichtbrechend, von b nicht scharf abgegrenzt, der Übergang aber auf eine schmale Zone beschränkt, Augit c (42 carmingrau m Sch. d. 27 μ), der durch seine Ausbildung sehr sonderbar ist, da er in der Richtung der c-Achse

Fig. 17.



Die linke Gruppe von Schnitten dürfte einem einzigen Büschel angehören. In der rechten Gruppe ist der schwach bräunliche Kernpyroxen punktiert.

enorm (20-, auch noch mehrmal) verlängert ist. Er zeigt scharfe Begrenzung durch (110), selten durch (100), dann etwas tafelig, noch seltener durch (010), dann alle drei Flächenarten gleich entwickelt. Sehr eigentümlich sind auch die Wachstumsformen des Augit c. (Siehe h. d. Fig.) An die vorhandenen Pyroxene a, b setzt er sich zwar ringsum ab, vornehmlich aber an den Flächen der Vertikalzone, während die Terminalflächen nur eine dünne Überrandung durch c zeigen im Innenteil der Fläche, randlich aber, also in der Fortsetzung der Hüllen an den Vertikalflächen, ein sehr verstärktes Wachstum statthat, so daß oft viereckige echt sanduhrartige Hohlgebilde entstehen. Besonders auffällig wird dies an den dünnen Krystallen, die von (110) allein begrenzt werden, so daß im Querschnitt viereckige, im Innern mit

Glas oder Delessit erfüllte Rahmen zustande kommen, die öfters nicht ganz geschlossen sind, im Längsschnitt aber zwei weithin getrennt laufende parallele Stengel, die durch eine Brücke verbunden sind, wodurch doppelschlotartige Gebilde zustande kommen. Dieses Wachstum zeigt, daß in vereinzelten Fällen die Sanduhrstruktur als nachträgliche Ausfüllung dieser Schlote durch naturgemäß etwas chemisch differente Pyroxensubstanz gedacht werden kann, wie es ja auch Rosenbusch im Anfange der Beobachtungen der Sanduhrstrukturen [1]) am Augit versucht hat, diese Eigentümlichkeiten zu klären, bis Blumrich [2]) die richtige Deutung gab; jedenfalls die richtige für die weitaus meisten Fälle. Bestimmungen: $c\,\gamma\,(\upsilon > \rho)\ 53°$. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon > \rho$. — A. B. $\rho > \upsilon$ sehr stark. — $V_{(13,8)} = 28°$.

Magnetit und Titaneisen erster Generation in bis $^1/_{10}$ *mm* großen Kryställchen sind spärlich. Vereinzelte lange Leistchen von der Größe und Form der Plagioklase, diese und die Augite durchspießend, jetzt aber in Delessit umgewandelt (γ Längsrichtung, grünlichgelb > Canadabalsam, α schwach gelblich $\leqq$ Canadabalsam. Doppelbrechung etwa $1^1/_2$ des Augit) dürften ehemals Olivin gewesen sein; die Leistenform ähnelt den Olivinen mancher Tuffe und künstlicher Schmelzen. [3])

Ein eigentlicher Hiatus zwischen Grundmasse und den größeren Kryställchen der Komponenten fehlt. In dieser tritt der Pyroxen oft kamm- bis besenförmig auf, an den langen Leisten sitzen wie auch am Apatit zahllose Erzkörner als Knöpfchen. Außer Plagioklas erscheint vornehmlich das Titaneisen ausgebildet an Menge mindestens viermal so viel als der Magnetit, in Blättchen und borkenkäferähnlichen Skelettformen, Apatit ziemlich viel in Kämmen und Pinselformen, sehr spärlich feinste, stark pleochroitische (γ dunkel-braun, α schwach bräunlich, $c\,\gamma$ von O wenig verschieden) Hornblendefäserchen.

Grünlichgelbes Glas war ehemals viel vorhanden, ist jetzt aber großenteils in winzigste Delessitaggregate umgewandelt, welche auch gerne die Gesteinsporen auskleiden.

Ausscheidungsfolge: Grüner Pyroxen, Erze, blasser Augit fast gleich darauf Plagioklas; viel später Titanaugit, Apatit, Horn-

[1]) Zuerst beobachtet durch Werveke im Limburgit von Palma. N. Jahrb. f. Min. etc., 1879, 483.

[2]) D. M., XIII, 239.

[3]) Siehe hierzu Vogt, Mineralbildung in Schmelzmassen. Christiania 1902.

blende. Mit Ausnahme des grünen und farblosen Augit krystallisierten alle Komponenten fast bis zum Schlusse der Gesteinsverfestigung.[1])

66. Nordöstlich Cinto C. Vigna(l)on . . . [0, —3] steht in Tertiärmergeln ein schmaler Gang an, überrutscht von basischem Tuff. Das ziemlich stark zersetzte Gestein weist keine erkennbaren Einsprenglinge auf und besteht aus farblosen bis grauen, wenige 0·01 *mm* breiten Augitnädelchen c γ 47°, ebensogroßen und zahlreichen Plagioklasleistchen ⊥ MP 30°, 33°. 55%, 59% An, sehr viel Magnetit und mindestens gleich viel Titaneisenkryställchen, beides auch in Skeletten, Apatit in sehr dünnen Nädelchen. Auch Olivin war in bis $^1/_4$ *mm* großen Kryställchen vorhanden, an seiner Stelle erscheint Carbonat und Delessit. Diese beiden Minerale erfüllen auch hanfkorngroße Mandeln. Die Delessitsphärokrystalle werden bis $^1/_{10}$ *mm* groß, oft schwimmen sie mitten im Carbonat. Delessit ist auch getreten an Stelle des ehemals ziemlich stark entwickelten Glases.

Obwohl das Gestein sehr ähnlich manchen Basalten mit zweierlei Augit ist, konnte trotzdem — auch im Gesteinspulver — grüner Augit nicht nachgewiesen werden. Immerhin ist denkbar, daß er völlig resorbiert wurde.

67. Westlich L(o)zzo Atestino . . . [—13, —2] nahe der Wegteilung durchsetzt die Scaglia ein schmaler Gang.

Das grauweiße Gestein ist völlig zersetzt; doch läßt es erkennen, daß ehedem bis $^1/_2$ *mm* große gut ausgebildete Olivine, wohl auch Augite, und bis $^1/_{10}$ *mm* breite Plagioklasleistchen vorhanden waren. Den größten Teil des Gesteins nehmen jetzt erdige bräunliche Massen, auch Carbonat und etwas Delessit ein.

68. Am Südostabhang des Mt. Lozz(o) . . . [2, —6] tritt in mergeligen Schichten (mit großer Wahrscheinlichkeit Tertiärmergeln) ein Gesteinsvorkommen auf ohne klare geologische Verhältnisse. Das grauschwarze zerbröckelnde Gestein ist völlig zersetzt und enthielt ehedem zahlreiche, meist scharf begrenzte, seltener korrodierte bis 1 *mm* große Olivineinsprenglinge, wohl auch Augit; Feldspat kaum,

[1]) Hierher dürfte auch das Ganggestein gehören M. Murale (Este) Kote 11 (7) . . . [3, 0] in Tertiärmergeln am Weg gut anstehend. Leider ist mir Schliff und Material verloren gegangen und wird später nachgetragen werden. Das Gestein dürfte von V. Zanolli l. c. beschrieben sein.

dafür aber auch jetzt noch erhaltene Magnetit- und Titaneisenkryställchen. Glas scheint ziemlich viel vorhanden gewesen zu sein und ist jetzt wie auch ein Teil der Komponenten in erdige grünliche Massen umgewandelt. Nur manche der Olivine lassen noch ein serpentinähnliches grünes Mineral erkennen, das stellenweise schon durch Carbonat verdrängt worden ist. Das Gestein dürfte den Limburgiten nahe stehen.

69. Westlich Mt. Faedo Kote (120) ... [0, 8] (A. a. d. R. K.) steht eine auf viele Meter weit vorzüglich aufgeschlossene Decke (eventuell Strom) an, die in den unteren Partien kompaktes, in den oberen blasiges Gestein enthält, das in den Blasenräumen erbsengroße, wasserhelle Analcimikositetraeder führt, auch Calcit. Die Klarheit der Krystalle macht nicht den Eindruck, als ob die Bildung dieses Analcims eine alte, also bei höherer Temperatur[1]) erfolgte sei, sie scheint vielmehr eine ziemlich rezente zu sein, da auch in manchen Tuffen der Euganeen solch klare Analcimkrystalle vorkommen.

Einsprenglinge enthält das Gestein nicht, es besteht der Menge nach aus bis $^1/_{10}$ *mm* breiten Plagioklasleistchen,

⊥ MP		Kern	An	Rand	An
a	1	35	65%	19	32%
	1′	37	—	17	—
b		33	59%	10	27%

— Zonarstruktur allmählich verlaufend —

ferner bräunlichen bis $^1/_2$ *mm* großen (6mal länger als breit) Augitnädelchen — $c\gamma(\upsilon > \rho)$ an einem gut getroffenen Zwilling $\perp \beta$ 45°, D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon > \rho$. — A. B. $\rho > \upsilon$. — $V_{(7{\cdot}5,\ 1{\cdot}8)} = 28°$, $V_{(16{\cdot}6,\ 5{\cdot}8)} = 33{\cdot}2°$, — weiters ehemaligen bis $^1/_4$ *mm* großen, gut begrenzten Olivinkryställchen, jetzt durch Delessit, in den Maschen Carbonat ersetzt, aus viel Magnetit und mindestens gleich viel Titaneisen in Kryställchen und Gruppen (manche bis $^1/_4$ *mm* groß), endlich feinsten Apatitnädelchen. Auf diesen und den Plagioklas- und Augitmikrolithen sitzen gerne Erzknöpfchen und Stacheln. Die Umwandlung des Gesteins ist schon ziemlich weit vorgeschritten, Delessit nebst Carbonat erfüllt nicht nur die ehemals spärlichen Zwickelglasmassen, sondern auch die meisten Kerne der Plagioklase. Das Gestein ist sehr ähnlich dem G. 66.

[1]) Siehe hierzu das Stabilitätsfeld des Analcim bei Dölter, d. M., XXV, 97.

70. Westlich Co(rt)ela ... [0, —2] trifft man ohne klare geologische Verhältnisse ein Gesteinsvorkommen, vermutlich einem Deckenrest angehörig.

Das Gestein ist stark zersetzt, hatte hypokrystallinporphyrische Struktur und sicher den einen oder anderen Einsprengling von schwach bräunlichem Augit, bis 1 *mm* groß. $c\,\gamma\ 45^0$. — A. B. $\rho > \upsilon$. — $V_{(14\cdot5,\ 17)} = 29^1/_2{}^0$.

Die Grundmasse war aufgebaut aus bis $^1/_{10}$ *mm* breiten Plagioklasleistchen, dem Labrador angehörig, jetzt noch frischen erbsengroßen bräunlichen Augitmikrolithen, wohl ausgebildeten bis $^1/_4$ *mm* großen Titaneisentäfelchen und gleich viel Magnetitkryställchen, ferner Apatit in Kämmen und Pinseln. Auch gut begrenzte, selten bis $^1/_2$ *mm* große Olivinkryställchen waren vorhanden, || verwachsen mit Titaneisenblättchen.

Von allen Komponenten ist der Augit am besten erhalten, dann folgt Titaneisen und Magnetit; ersterer enthält nur selten etwas limonitische Bildungen, letztere beiden sind teils frisch, teils zersetzt in erdige gelbliche Massen. Der Plagioklas ist fast völlig zersetzt; nur selten findet sich ein Labradorkern, gewöhnlich nur die Oligoklasandesinhülle. An Stelle des Plagioklases, des ehemaligen Olivins, der Glasreste, auch zum Teil der Erze ist neben erdigen Produkten Delessit getreten. Carbonat ist fast keines vorhanden.

Verwitterung und Zersetzung.

Überblicken wir sowohl beim vorliegenden Gestein wie auch bei den übrigen Euganeenbasalten den Verlauf der Verwitterung und Zersetzung, so finden wir als den am wenigsten widerstandsfähigen Gemengteil den Olivin, dann folgt rhombischer Pyroxen, der schon viel später zur Umwandlung kommt, wie man an allen Beispielen ersehen kann, wo Olivin und rhombischer Pyroxen gemeinsam auftreten.

Plagioklas und Augit in der Reihe folgend nehmen eine verschiedene Stellung ein, je nach dem Vorkommen des Gesteins. Tritt dasselbe auf in den Scaglia- oder Tertiärmergelschichten, so wird Augit angegriffen und allem Anschein nach früher durch Carbonatlösungen verdrängt als der Plagioklas. Unterliegt das Gestein aber nicht der Einwirkung von Carbonatlösungen, wie es beispielsweise bei sehr vielen Gesteinsvorkommnissen über dem

basischen Brockentuff der Fall ist, so bleibt der Augit außerordentlich lange unversehrt, während der Plagioklas vorerst im Kern — Anorthit ist leichter löslich als Albit —, dann erst in der Hülle angegriffen wird. Solche Gesteine zeigen bisweilen den Plagioklas völlig zersetzt, während der Augit noch frisch erhalten ist. In ähnlicher Weise wie Augit verhält sich die Hornblende, sie ist aber viel widerstandsfähiger als der Augit auch in Gesteinen, die in Kalk aufsetzen. Die Erze und Apatit halten sich in vielen Fällen etwas länger frisch als der Plagioklas, doch lassen sich da so sichere Angaben über die Umwandlung nicht machen.

71. Nordwestlich Mt. Pendise Friedhof □ [0, —3] steht in Tertiärmergeln ein völlig verwittertes Ganggestein an.

Das hellbraune, völlig zersetzte Gestein mit zahlreichen hanfkorn- bis erbsengroßen Blasen, erfüllt von Carbonat, enthält außer zahllosen wenige 0·01 *mm* breiten Plagioklasleistchen ⊥ MP 34, 34 . . . 61% An, keine ursprünglichen Komponenten. Vorhanden waren sicher bis 1 *mm* große, gut begrenzte Olivineinsprenglinge und wohl auch Augit. Diese wie auch großenteils Magnetit und Titaneisen sind zersetzt und verdrängt durch delessitische Produkte und erdige limonitische Massen neben Carbonat.

3 f. Hypersthenbasalte.

Gruppencharakteristik.

Die folgende Gesteinsgruppe ist charakterisiert durch das häufige Auftreten von Hypersthenkernen im Augit, durch Gehalt an reichlichen Plagioklas- und Augiteinsprenglingen. Der Hypersthen ist nicht sehr eisenreich und geht manchmal in Bronzit über. Daher könnten diese Basalte gerade so gut Bronzitbasalte genannt werden. Von der vorangegangenen Gruppe unterscheidet sie das durchgehende Fehlen von zweierlei stark verschiedenen Augiten, von dieser weiter und von allen übrigen vorangegangenen der Mangel an Olivin als Einsprengling und in der Grundmasse, das Fehlen von Hornblende oder deren Resorptionsprodukten, von den folgenden zwei Gruppen unterscheidet sie die Ausbildung sehr zahlreicher Einsprenglinge von Augit und Plagioklas.

Die Gesteinsgruppe hat eine geringe Verbreitung und tritt, soweit bis jetzt bekannt ist, gangbildend auf, würde demnach einer

ziemlich späten Eruptionsepoche entsprechen. Der Charakter der Gruppe wird am besten repräsentiert durch die Vorkommnisse südöstlich von Zovon.

Einzelvorkommnisse.

72. Südöstlich Valnogaredo, C. (O)livarie . . [0, 4] (A.a.d. R. K.) steht in Tertiärmergeln ein etwa $^3/_4$ *m* mächtiger Gang an.

Das grauschwarze verwitterte Gestein mit erbsengroßen Carbonatmandeln von hypokrystallinporphyrischer Struktur enthält zahlreiche Einsprenglinge von Augit und Plagioklas ohne deutlichen Hiatus zwischen diesen und der Grundmasse.

Plagioklas in bis 3 *mm* großen Krystallen $\perp$ MP 1 . . . 35, 1′ . . . 35, im Kern 63% An. Opt. Charakter (+), außen eine schmale Zone von saurem Plagioklas gern mit basischer Rekurrenz.

Augit bis 2 *mm* große, schwach bräunlich-graue Krystalle, selten gut krystallographisch begrenzt, gern in glomeroporphyrischer Vereinigung, dabei öfters Carbonatpseudomorphosen, jedenfalls nach rhombischem Pyroxen, da sich noch zersetzte Reste von Hγ finden; einzelne solche Pseudomorphosen umzieht ein zackiger limonitischer Kranz, anscheinend sekundäre Produkte nach Olivin (siehe hierzu bei G. 39). Für Augit $c\gamma(\upsilon > \rho)$ 45°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. B. $\rho \gtrless \upsilon$. — $V_{(6,\ 11{\cdot}1)} = 26^1/_3{}^0$. $V_{(10{\cdot}4,\ 0)} = 26{\cdot}6^0$. Endlich treten noch auf bis $^1/_2$ *mm* große Erzkörner.

Grundmasse vornehmlich bestehend aus Plagioklasleistchen

	$\perp$ MP	Kern	An	Rand	An
a	1	30	56%	22	35%
	1′	31	—	—	—
b	1	$38^1/_2$	74%	—	29%
	1′	38	—	13	—

— Zonarstruktur allmählich sich entwickelnd. —

Augit in kurzen Kryställchen und Körnern gleich denen der Einsprenglinge, Magnetitkryställchen und ungefähr ebensoviel dicke Titaneisentafeln und Gruppen, Apatit in zahlreichen, doch erst mit Obj. 5 gut sichtbaren Nädelchen und Kämmen. Glas war zwar vorhanden, ist aber in limonitische, selten opalige Masse umgewandelt, großenteils ist es durch Carbonat verdrängt, das auch Plagioklas und besonders den Augit stark angegriffen hat. Am Grunde der Carbonatmandeln sitzen nicht selten mikroskopische Tridymitkryställchen,

großenteils umgewandelt in Quarz, ebenso auch in der Gesteinsgrundmasse. Ferner finden sich im Carbonat konzentrische Reihen limonitischer Massen, wohl von ehemaligem Delessit, endlich erst mit Obj. 7 gut sichtbare farblose Gebilde, die mit einem Strahlenkranze (die Strahlen sehr zart) umgeben sind, an denen Flüssigkeitspünktchen sitzen. Ihre Natur ist fraglich. Um die Mandeln ist die Gesteinsmasse ähnlich struiert wie bei G. 48.

73. Südlich Mt. F(a)edo ... [– $\bar{1}$, —13] findet sich ein stark zersetztes, graues hypokrystallinporphyrisches Gestein, etwas von dem früheren abweichend, mit ziemlich vielen bis 2 *mm* großen, meist korrodierten Plagioklaskrystallen $\perp$ MP der homogene Kern $27^1/_2$ ... 51% An, die Hülle innen $34^1/_2{}^0$ ... 62% An, Rand 18 ... 32% An.

In der etwa $^1/_4$ des ganzen Krystalls breiten Hülle ist die im Gestein regelmäßig ausgebildete basische Rekurrenzzonarstruktur allmählich verlaufend. In den Plagioklaskernen zeigen sich fast immer reihenförmig angeordnete Punkte, auch einfache Stäbchen und solche mit zahlreichen Querästchen.

Augit ist vorhanden in zahlreichen bis $1^1/_2$ *mm* großen schwach bräunlichen bis grauen, selten gut krystallographisch begrenzten Formen, die innen klar, außen einschlußreich sind. Die Deutung von vereinzelten Carbonatpseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen berechtigt die Beobachtung mancher Reste von Hγ. Grundmasse ähnlich der des vorangegangenen G. Bis $^1/_{10}$ *mm* breite Plagioklasleistchen daraus

	$\perp$MP	Kern	An	Rand	An
a	1	35	61%	—	27%
	1'	33	—	10	—
b	1	34	58%	—	33%
	1'	31	—	19	—
c		36	65%	—	—

Manche Magnetite und Titaneisentäfelchen sind bis $^1/_2$ *mm* breit, vielfach aber existieren sie auch als Skelette.

Ehemaliges Glas ist großenteils umgewandelt in ein delessitähnliches, bräunliches, höchst fein faserig-schuppiges Produkt; während aber der Delessit γ und α deutlich > lichtbrechend ist als Canadabalsam, ist dies bei diesem Mineral für die verschiedenen Gesteinsvorkommnisse etwas verschieden; manchmal ist γ und α, manchmal nur α,

manchmal keines < als Canadabalsam. Die Doppelbrechung ist etwa Pyroxen gleich. Absorption schwach $\gamma > \alpha$, 8 gelb, 1. Übergang nach gelbgrün r. Sch. d. 35 μ. γ in der Faserrichtung. Größere Aggregate des Minerals schließen fast immer eine Partie von Opal ein; dieser ist in mehreren Zonen entwickelt, die sich etwas durch ihre Brechungsexponenten unterscheiden, vielleicht infolge verschiedenen Wassergehaltes. Eine dieser Zonen, die etwas grünlich ist, ist manchmal schwach doppelbrechend und hat γ in der Richtung $\perp$ auf die Rindenrichtung. — Das vorgenannte Faser-Blättermineral, das für alle den rhombischen Pyroxen führenden Euganeenbasalte sehr charakteristisch ist, mag mit R γ bezeichnet werden.

74. Von der Schivanojabachgabelung (C. Schi(va)noia) südöstlich findet sich ein Gesteinsvorkommen, welches den folgenden Ganggesteinsproben völlig gleicht.

Das bräunlich-schwarze, sehr feinkörnig erscheinende Gestein von hypokrystallin-porphyrischer Struktur enthält zahlreiche Einsprenglinge von Plagioklas und Augit, weniger rhombischen Pyroxen.

Plagioklas in bis 2 *mm*, selten 3 *mm* großen, meist gut krystallographisch begrenzten, dicktafeligen Formen. Ein Knäuel von Individuen hat ein schwammartiges Aussehen durch zahllose Einschlüsse von Erz und Glas, unterscheidet sich aber in der Zusammensetzung nicht von den anderen Plagioklasen.

K. D. Z.	Kern	An	Hülle	An	Rand	An
1	13½	59%	18½	67%	—3	32%[1])
1′	14½	—	19½	—	—5	—
2	33½	—	37	—	—	—
⊥MP 1	28½	54%	33½	64%	19	31%
1′	31		37½		15	

Ein zweiter Karlsbader Doppelzwilling lieferte im Kern 1 . . . 34, 1′ . . . 34, 2 . . . 14, 2′ . . . 15, also 60% An. Ein Schnitt $\perp \alpha$ 32°, also mindestens 65% An. Die zonar struierten Hüllen haben etwa 1/7 von der Gesamtbreite des ganzen Krystalls, sind scharf abgesetzt, die Grenze ist jedoch nur selten durch etwas zahlreichere Einschlüsse markiert. Der Kern ist fast homogen, seltener etwas

[1]) Die äußersten Zacken der Individuen 1, 2 der Karlsbader Doppelzwillinge entsprechen nicht immer gleichen Wachstumszonen, sondern die Auslöschung ist immer nur bezogen auf die letzte noch meßbare Außengrenze. S. h. d. M., XXIII, 496.

saurer gegen außen hin. In der Hülle herrscht dann die von Becke aufgestellte Regel der Zonarstruktur der Erstarrungsgesteine, seltener tritt auch noch in der Hülle eine zweite oder dritte basische Rekurrenz auf.

Der Augit ist vorhanden in zahlreichen bis 2 *mm* großen Individuen, gern in glomeroporphyrischer Vereinigung. Im Kern ist er farblos, seltener etwas graugrünlich, dann meist korrodiert, in der schmalen Hülle bräunlich, ohne scharfe Grenze. Die Flächen (100), (110), (010) im Gleichgewicht, außer wenn Zwillingsbildung vorliegt, dann sind die Krystalle etwas tafelig nach (100), entsprechend rascherem Wachstum parallel der Zwillingsebene, eine von F. Becke wiederholt hervorgehobene Erscheinung. In der c-Achse sind die Krystalle meist zweimal länger als breit, haben aber selten eine scharfe terminale Begrenzung durch $\bar{1}11$; in der Regel ist die Begrenzung zackig oder unregelmäßig. Bestimmungen: $c\,\gamma\,(\upsilon > \rho)\ 42°$.— D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon = \rho$. — A. B. $\rho \gtrless \upsilon$. — $V_{(11\cdot5,\ 2\cdot5)} = 23°$. $V_{(9\cdot2,\ 11)} = 26^1/_2°$. $V_{(17\cdot1,\ 0\cdot7)} = 27\cdot4$. — $\beta = 1\cdot688$.

Augit nicht selten Streifen nach 100 von ehemaligem rhombischen Pyroxen enthaltend. Ein Augiteinsprengling ist unter einem Bogen von etwa 30° gekrümmt. Rhombischer Pyroxen als Kern des monoklinen war einigemal vorhanden, ist aber jetzt zu $H\gamma$ verändert. Ein deutlicher Hiatus zwischen Einsprenglingen und Grundmasse existiert nicht. Diese zusammengesetzt aus Plagioklasleistchen gleich der Hülle der Einsprenglinge $\perp MP$ im Kern $33^1/_2$, $31^1/_2$ ... 58% An, Augit in kurzen Krystallen und Nädelchen von bräunlicher Farbe gleich dem der Hülle der Einsprenglinge, Magnetit in bis $^1/_{10}$ *mm* großen Kryställchen und groben Skeletten, ebenso das an Menge mindestens gleich stark entwickelte Titaneisen, Apatit spärlich in Kämmen und feinsten Nädelchen, erst mit Obj. 5 gut sichtbar. Ehemaliges Glas der Grundmasse ($n \leq$ Canadabalsam), bräunlich aussehend durch sehr zahlreiche winzige Mikrolithen der Gesteinskomponenten und durch limonitische Zersetzungspünktchen, ist umgewandelt in $R\gamma$, selten etwas Carbonat.

Dieses füllt Mandeln aus von ähnlicher Beschaffenheit wie bei G. 72 mit limonitischen Strahlenresten und ebensolcher Grundmasseumrandung. Einmal war auch ein kleines Chalcedongebilde zu konstatieren.

Ausscheidungsfolge: Wenig (oder keine) Erze, rhombischer Pyroxen, später Plagioklas und Augit (Erze) ziemlich gleichzeitig; hierauf krystallisierten alle Komponenten mit Ausschluß des rhombischen Pyroxens in der Grundmasse, wobei sich auch Apatit anschloß.

75*a)* Südöstlich Zovon Kote (2)10 . . . [—1, —6] steht in Tertiärmergeln ein etwa $^1/_2$ *m* mächtiger Gang an.

Das schwarze Gestein ist gleich dem eben besprochenen, jedoch viel frischer.

Plagioklas,

K. D. Z.	Kern	An	Hülle	An	Rand	An
1	$31^1/_2$	61%	$36^1/_2$	66%	—	
1'	$30^1/_2$	—	$35^1/_2$	—	7	
2	10	—	$12^1/_2$	—	1	
2'	$8^1/_2$	—	$11^1/_2$	—	—	
$\perp$ MP	$37^1/_2$	71%	42	89%	25	41%
$\measuredangle\,\omega$	71	67%	57	85%	125	27%

Hülle $^1/_8$ des ganzen Krystalls.

Der Kern der Plagioklase, der manchmal Flüssigkeitseinschlüsse mit tanzender Libelle (Kohlensäure) enthält, ist wie im vorigen Gestein oft unregelmäßig umrissen, bisweilen ist er fast oder völlig durchzogen von Einschlüssen und Erzen.

Diese

Zonarstruktur:

Kern etwas saurer als der Plagioklas unmittelbar am Innenrande der Hülle, ist in fast allen Hypersthenbasalten sehr stark verbreitet, ferner in der Basaltgruppe mit reichlichem Plagioklas, Augit und Olivin. Jedoch muß bemerkt werden, daß durchaus nicht alle Einsprenglinge desselben Schliffs diese Art Zonarstruktur zeigen. — Unregelmäßige Folgen der Zonarstruktur wurden schon oft beobachtet (s. u. a. die Zusammenstellungen bei F. Becke u. a.[1]).

Dieselbe Zonarstruktur, Kern saurer als die Hülle, jedoch zum Unterschied von der obigen der Krystall von innen nach außen immer basischer werdend, hat Becke als sehr regelmäßig für die krystallinen Schiefer erkannt. Bei der Betrachtung der für diese geltenden Gesetze dürfte die Erklärung im folgenden liegen[2]):

[1]) D. M., XIII, 414. Stark, XXIII, 475—480. L. Vogt, XXIV, 515 u. f. E. Lehmann, XXVII, 235.

[2]) D. M., XXIII, 480.

Da der krystalline Schiefer unter Verhältnissen stand, in denen nach Becke und anderen die Moleküle der Komponenten im labilen Gleichgewichte waren, so mußten sich beim Schwinden dieses Zustandes zuerst zur Ruhe setzen die für wässerige Lösungen schwerer löslichen Albitmoleküle — wässerige Lösungen kommen ja bei den krystallinen Schiefern vornehmlich in Betracht —, dann erst bei weiter vorgeschrittenem Schwinden des labilen Zustandes folgten die leichter löslichen Anorthitanteile.

Für Magmen sind nun die Löslichkeitsverhältnisse für Albit und Anorthit gerade umgekehrt; doch könnte immer noch der Fall eintreten, daß etwa entweichende Gase (z. B. Wasserdampf, der nach Arrhenius bei hoher Temperatur als starke Säure wirkt) zur Folge haben, daß die bis dahin mehr gelöste Komponente (Anorthit) zum Ausfall kommt. — Gase, Dämpfe und Druck macht auch Becke (l. c.) für die unregelmäßigen Zonenfolgen verantwortlich.

Für unsere Gangvorkommnisse aber kommt dieser Erklärungsversuch kaum zur Geltung, da die Gase kaum oder nur im geringen Maße (in die Sedimentschichten) entweichen können, sondern zurückgehalten werden. E. Lehmann versucht, die regelmäßig wechselnde Zonenfolge als eine Eigentümlichkeit solcher Magmen darzustellen, die der eutektischen Zusammensetzung nahestehen; nun aber zeigen die Augite unserer Limburgite oder die Plagioklase unserer Ophitbasalte, die gleichmäßig vom Anfang bis zum Ende erstarrt sind, welche sicher eutektischen Mischungen ziemlich nahe stehen, keinerlei derartige wechselnde Zonenfolgen. Wenn wir von einer etwaigen Einschmelzung von Kalk — was immerhin möglich ist, da er nach Dölter (Petrogenesis) leicht vom Magma aufgelöst wird —, ferner von Übersättigung, Dissoziation und Krystallisationsgeschwindigkeit, die für diese Frage ja auch in Betracht kommen, wenn wir also von den obgenannten Fällen absehen, bleiben zwei Erklärungsversuche, die für unsere Frage ziemlich gleichviel Berechtigung haben dürften.[1])

Herz[2]) erklärt die Folgen von basischen auf saure Zonen durch Strömungen im Magma. Die ausgeschiedenen Krystalle kämen

[1]) Auch Vogt behandelt ziemlich eingehend die verschiedenen Ausnahmen der normalen Zonarstruktur, fügt aber den schon früher von anderen gegebenen Erklärungen keine neuen hinzu. D. M., XXIV, 515—517.

[2]) Die Gest. d. Ecuador. Westcordill. v. Pululag. bis Guag. Pich. Inaug.-Diss., Berlin 1892, pag. 32.

demnach mit basischeren Schlieren in Kontakt. Diese Erklärungsweise läßt sich sicher nicht von der Hand weisen für Erguß- und Ganggesteine, da, wie in einem Flusse, auf dem Holzstücke schwimmen, die sich stellenweise gegenseitig hindern, das Wasser rascher zwischen ihnen forteilt, sich so auch die Einsprenglinge im Magma verhalten werden, wenn die Viskosität nicht gar zu hoch ist. Eine ähnliche Erklärung gab auch Milch für die Resorption (N. J. f. Min. etc., 1905, Bd. II: Über magmat. Resorpt. etc.).

Ein zweiter Erklärungsversuch ward auch schon vor längerer Zeit gegeben.[1]) Innerster Teil der Hülle und äußerster geben zusammen sicher einen saureren Plagioklas als der Kern ist. Wir können uns beim Plagioklas stützen auf seine Zugehörigkeit zu Typus I Roozebooms für hohen und niederen Druck nach Vogt.[2])

Geht demnach in einer Schmelze von bestimmtem Ab- und An-Gehalt die Abkühlung unter gewöhnlichen Verhältnissen sehr langsam vonstatten, so würden sich, wenn die Schmelze jene Temperatur erreicht, wo ihr Erstarrungspunkt liegt, Krystalle von etwas höherem An-Gehalt ausscheiden, als der Zusammensetzung der Schmelze entspricht. Dadurch wird aber die Zusammensetzung der Schmelze geändert, Verschiebung des Gleichgewichts zwischen Mischkrystall und Schmelze bewirkt und eine Ausgleichung zwischen beiden angestrebt, der zum Schlusse homogene Mischkrystalle von der ursprünglichen Zusammensetzung der Lösung entsprechen müssen. Folgt nun auf eine Periode langsamer Erstarrung und besonders im Falle starker Korrosion, wie es für die meisten diesbezüglichen Euganeengesteine der Fall ist, eine solche rascherer Krystallisation, so wird eine derartige Ausgleichung nicht möglich sein, deswegen eine Anreicherung an An im inneren Teil der Hülle im Verhältnis zum Kern.

Vielleicht gehört auch hierher die Beobachtung Strengs, daß im Dolerit von Londorf in der glasigen Erstarrungsfazies Labrador, im Hauptgestein Andesin ausgebildet werde; ferner könnte auf dieselbe Ursache der Nachweis Vélains[3]) zurückgeführt werden, daß an Basaltlaven von Aden als Einsprenglinge Labrador auftrat, in der Grundmasse aber Anorthitmikrolithe.

---

[1]) D. M., XXIII, 480.

[2]) D. M., XXIV, 508 und XXVII, 131.

[3]) Descript. géologique de la presqu'ile d'Aden etc. Paris 1878.

Tritt Übersättigung von Augit ein, die durch den Hiatus aufgehoben wird, so mag infolge der Augitauskrystallisation auch das Umgekehrte eintreten: etwas basischerer Kern als die unmittelbar ansetzende Hülle. Auch der Druck könnte hierfür die Ursache sein.[1])

Augit: Bei einem sanduhrstruierten Schnitt nahe $\perp \beta$ $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 41° für $\bar{1}11$, 48° für 100. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — An einem anderen Schnitt $c\gamma$ 37° für $\bar{1}11$, 45° für 100. 100 etwas deutlicher bräunlich und weniger stark doppelbrechend als $\bar{1}11$. D. d. D. $\rho > \upsilon$ für den Kern und $100\,\gamma - \alpha = 0{\cdot}028$, für $\bar{1}11\,\gamma - \alpha = 0{\cdot}027$. — A. A. $\rho > \upsilon$. Na 3°50′ v. d. M., A. u. M. a. entg. S., ρ 0° 19′ ... NaO ... υ 0° 53′. — A. B. $\rho \gtrless \upsilon$. — Für farblosen Kern $V_{(5{\cdot}1,\ 3{\cdot}2)} = 25^2/_3{}^0$, $V_{(12{\cdot}7,\ 1)} = 27{\cdot}8°$. Für einen Schnitt mit farblosem Kern $V_{(10{\cdot}4,\ 0{\cdot}8)} = 27{\cdot}2°$ und bräunlicher Hülle $V_{(8{\cdot}3,\ 0{\cdot}8)} = 27{\cdot}5°$. Die Achse A wandert hierbei 2·4° von γ des Kerns weg in der Hülle. Dagegen wandert die Achse A in einem ganz schwach grauen Augit mit farbloser Hülle um 3·4° näher zu γ in der Hülle. — $\beta = 1{\cdot}689$.

Der rhombische Pyroxen ist in diesem Gestein völlig frisch in wenigen 1 *mm* großen, klaren Individuen, umwachsen von monoklinem Pyroxen, wobei in der Richtung der c-Achse selten Umwachsung zu sehen ist. [Opt. Char. (—), Dispers. $\rho > \upsilon$ um α (siehe hierzu Luczizky, Über die Dispersion der opt. Achs. bei den rhomb. Pyroxenen, d. M., XXIV, 140)] $V_{(36,4)} = 41$ für den Kern entsprechend 33% $FeSiO_3$. In dem zonaren Schnitt wandert die Achse 5° vom Kern zur Hülle, was einer Vergrößerung von $2\,V\alpha$ um 10° entspricht, also einer Anreicherung an $MgSiO_3$ um 10%. (S. h. Mrha, d. M., XIX, 140.)

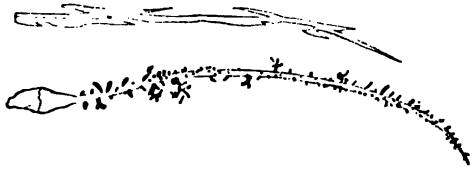
Grundmasseplagioklase $\perp$MP 1 . . . 36, 1′ . . . 36 im Kern 65% An. 19 am Rand 33% An. Zonarstruktur allmählich verlaufend. Um Carbonatmandeln finden sich fast regelmäßig die schon einigemale früher erwähnten, aber nirgends so schön wie bei den Hypersthenbasalten entwickelten Struktureigentümlichkeiten mikrolithisch-trichitisch-skelettartiger Ausbildung der Grundmassekomponenten. Die Erze, die sonst gut auskrystallisiert in der Grundmasse auftreten, nehmen überaus dünn verästelte Skelettformen an, der Plagioklas wird haarförmig, ebenso der Apatit und der sonst in kurzen Krystallen oder Körnern ausgebildete Augit, welcher außerdem noch dicht bewachsen ist mit winzigsten Erzpünktchen und Stacheln, der-

[1]) D. M., XXIII, 477.

art, daß es einiger Zeit bedurfte, um ihn als Augit zu erkennen. Eine Illustration dieses Aussehens liefern die beiden Abbildungen (oben Plagioklas [Zwilling], unten Augit, der links angeschossen ist an ein gewöhnliches Augitkryställchen der Grundmasse. Siehe hierzu die Bemerkungen bei G. 79).

Gar nicht selten finden sich am Rande der Mandeln oder auch in der Grundmasse mikroskopisch kleine Täfelchen von Tridymit, ebenso tritt des öfteren auf Biotit in zackigen Flimmern oder skelettartigen Bildungen, gewöhnlich schon ausgebleicht, in den skelettigen Grundmasseausbildungen (γ Längsrichtung, einachsig, (—), Pleochroismus $\gamma > \alpha$ in schwach braunen Tönen).

Fig. 18.



Alle Mandeln des Gesteins enthalten im Innern eine olivbraun, 33 braun f mit Stich ins Grüne, Sch. d. 32 μ, homogen im parallelen Licht erscheinende Masse, die viel schwächer lichtbrechend ist als Canadabalsam. Die kleinen Mandeln sowie auch kleine Partien der Grundmasse sind damit ganz erfüllt; die größeren enthalten davon eine Randzone, im Innern der Mandel ist dann Carbonat. Dieses Produkt nun zeigt zwischen + Nicols ähnliche Sphärokrystalle und Faserbänder wie U α bei den Limburgiten, doch unterscheidet es von U α die viel stärkere Doppelbrechung = zweimal der des Plagioklases und die Farbe. In der Längsrichtung der zu den Mandelwänden $\perp$ stehenden Fasern ist α. Das Mineral mag kurz R α genannt sein. Bisweilen zeigen manche dieser Bänder von R α an der dem Carbonat zugewendeten Seite eine Umkehrung der Schwingungsrichtungen, so daß also γ in der Faserrichtung liegt. Ein Unterschied der übrigen optischen Eigenschaften ist indes nicht bemerkbar.

75 *b)* Offenbar demselben Gang angehörend findet sich etwas nordwestlich vom oben genannten Fundpunkt ein ganz gleiches Gestein.

Plagioklas:

	K. D. Z.	Kern	An	Hülle	Rand
a	1	15		20	— 4
	1′	18½		—	—
	2	32½		37½	15
b	1	34½	60%	28	—
	1′	34½		30	—
	2	17½		8½	—
	2′	16		7	—

Hülle etwa $^1/_{16}$ des ganzen Krystalls, Kern homogen. Basische Rekurrenz in der Hülle häufiger als normale Zonenfolge.

Augit: Schnitt nahe $\perp \beta$ c γ ($\upsilon > \rho$) $42^1/_2{}^0$. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\rho = \upsilon$. — A. B. $\rho \gtrless \upsilon$. — An fast farblosem Augit $V_{(21{\cdot}8,\ 0{\cdot}5)} = 27{\cdot}8^0$, an bräunlichem Augit $V_{(15{\cdot}3,\ 3{\cdot}8)} = 27^2/_3{}^0$.

An einem Schnitt mit farblosem Kern und bräunlicher Hülle wandert die Achse A um 5·4° von γ des Kerns weg in der Hülle, dagegen wandert die Achse B gegen γ des Kerns in der Hülle.

Der rhombische Pyroxen (Opt. Char. [—]) zeigt bereits Umwandlungserscheinungen in Hγ. Während Plagioklas und Augit in den Hypersthenbasalten gern, besonders am Rand Einschlüsse von Glas und Erz führen, erweist sich der rhombische Pyroxen hiervon frei.

Grundmasseplagioklase

	⊥MP	Kern	An	Rand	An
a		35	63%	20	34%
b	1	37	68%	17	31%
	1′	36		16	

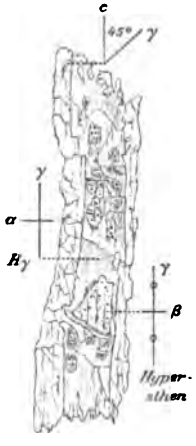
75 *c)* Südöstlich Zovon C. Rovarol(a) . . . [9, —3] quert den Weg ein Gang, offenbar die Fortsetzung der beiden früheren Gangvorkommnisse, da das Gestein völlig gleich ist mit *a)* und *b)*.

Plagioklas:

	⊥MP	Kern	An	Hülle	An	Rand	An
a	1	27½	50%	30	54%	17	32%
	1′	26½	—	28	—	18	—
	Hülle $^1/_{16}$ der ganzen Breite, Kern homogen.						
b	1	29	54%	12	28%	—	—
	1′	30	—	—	—	—	—
	Hülle $^1/_{20}$ der ganzen Breite, Kern homogen.						

Augit: Schnitt nahe $\perp \beta$ $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 44°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$; ein anderer Schnitt mit rhombischen Pyroxenspindeln $c\gamma$ 42°. — A. A. $\rho > \upsilon$. — A. B. $\rho \gtrless \upsilon$. — Für farblosen Kernpyroxen an einem Schnitt mit beiden optischen Achsen im Gesichtsfeld $V = 23^1/_2°$, ein anderer $V_{(4,\ 3\cdot7)} = 25°$. Für bräunlichen Hüllpyroxen $V_{(9\cdot2,\ 1\cdot7)} = 28\cdot9°$. In zonaren Schnitten wandert die Achse $5^5/_6°$ von γ des Kerns weg in der Hülle, hingegen die Achse B 4° zu γ des Kerns ohne merkbaren Unterschied der einzelnen Anwachspyramiden. Demnach ist die Auslöschung $c\gamma$ für den farblosen Kern um zirka 2° kleiner als für die bräunliche Hülle.

Fig. 19.



Der rhombische Pyroxen zeigt sich hier etwa zur Hälfte der Krystalle in $H\gamma$ umgewandelt, weswegen die optischen Verhältnisse von $H\gamma$ und seine Beziehung zu den krystallographischen Elementen des rhombischen Pyroxen leicht festgestellt werden konnten. Das Mineral $H\gamma$ ist blättrig, bildet eine homoaxe Pseudomorphose zum Hypersthen; seine Bildung beginnt wie sonst von den Grenzen und Sprüngen des Ursprungsminerals aus, wobei scheinbar faseriges Wachstum parallel der 100 Fläche des Hypersthen statthat. Die Blattflächen von $H\gamma$ sind parallel 100 des Hypersthen. An einem Schnitt nahe $\perp \beta$ des rhombischen Pyroxen erkennt man in $H\gamma$ den Austritt der optischen Achse. Die Einachsigkeit ist jedenfalls entsprechend den Glimmermineralen nur eine scheinbare. Optischer Charakter (—). An einem Schnitt $\perp \alpha$ des Hypersthen (siehe d. Fig., welche im Kern Reste von Hypersthen [punktiert] und das Mineral

$H\gamma$ [fein gestrichelt] enthält, umrandet von Augit; der Schnitt nahe $\perp \beta$ des Augit. Vergr. 30) beobachtet man in $H\gamma$ das Bild der optischen Normale; γ liegt jetzt in der Blätterrichtung; Pleochroismus ist sehr intensiv. γ 8 gelb 1. Übergang nach gelbgrün k, α 8 gelb 1. Übergang nach gelbgrün u Sch. d. 32 μ, $\alpha <$ Canadabalsam $< \gamma$; Doppelbrechung nicht ganz doppelt so hoch als die des Augit, daher biotitähnlich.

Grundmasseplagioklase:

	⊥MP	Kern	An	Rand	An
a	1	36½	63%	20	33%
	1′	34	—	18	—
b	1	33	59%	—	—
	1′	33	—	—	—
c	1	28	54%	—	—
	1′	30	—	—	—

Ausscheidungsfolge bei den Gesteinen a, b, c gleich dem Gestein 74.

76. Südöstlich Zovon C. Rovarol(a) ... [3, —2] quert den Weg schräg ein im landschaftlichen Relief deutlich hervortretender, ziemlich mächtiger Gang, wahrscheinlich demselben System von Gängen angehörig wie die bis jetzt besprochenen Gesteine südöstlich von Zovon.

Plagioklas:

	K. D. Z.	Kern	An	Hülle	An	Rand	An
	1	28	59%	33	80%	10	30%
	1′	31	—	37	—	7	—
	2	21	—	—	—	—	—
	2′	25	—	—	—	—	—
	⊥MP						
a	1	31	56%	35	63%	12	28%
	1′	31	—	—	—	—	—
b	1	34	62%	—	—	8	32%
	1′	35½	—	—	—	8	—
c	1	33	60%	—	—	11	28%
	1′	34	—	—	—	—	—

— Kern ziemlich homogen, die Hülle wie bei den früheren G. der Gruppe —

Außer diesen Plagioklasen findet sich der eine oder andere vereinzelte Oligoklasandesin, der schwammig bis auf wenige Reste aufgezehrt wurde (Lichtbrechung $\leqq$ Canadabalsam, optischer Charakter (—), Auslöschung gleich der des äußersten Randes der Hülle).

Augit: Schnitt nahe $\perp \beta$ mit farblosem Kern $c\,\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 42° und schwach bräunlicher Hülle 45°. D. d. D. $\rho > \upsilon$. Die Hülle auch ein wenig stärker doppelbrechend. — A. B. $\rho \geqslant \upsilon$. — Für farblosen Augit $V_{(3{\cdot}2,\,1{\cdot}8)} = 22{\cdot}2°$. $V_{(7{\cdot}9,\,0)} = 26{\cdot}3°$. Für einen Schnitt mit farblosem Kern $V_{(17{\cdot}6,\,5)} = 26^1/_2°$ und bräunlicher Hülle $V_{(12{\cdot}8,\,5)} = 28^1/_6°$ wandert die Achse A 6·5° von γ des Kerns weg in der Hülle. In einem Schnitt mit fast farblosem Kern, der einen Stich ins Grüne zeigt $V_{(18{\cdot}6,\,5{\cdot}4)} = 31^1/_2°$ und bräunlicher Hülle $V_{(21,\,5{\cdot}4)} = 29^1/_2°$ (Unterschied in den einzelnen Anwachspyramiden nicht konstatierbar) wandert die Achse B 4·8° gegen γ des Kerns in der Hülle. — An einem zonaren Schnitt mit farblosem Kern und schmaler bräunlicher Hülle wandert die Achse A $4^1/_2°$ von γ des Kerns weg in der Hülle. — In einem Schnitt mit farblosem Kern und ziemlich intensiv bräunlicher Hülle wandert die Achse B 5° gegen γ des Kerns in der Hülle, ohne daß in (110), (010), (100) ein merklicher Unterschied der Lage der Achsen konstatierbar wäre. An einem Schnitt endlich mit einem graubräunlichen korrodierten Kern, der zahlreiche Interpositionen enthält, wandert die Achse B $2^5/_6°$ in der fast farblosen Hülle von γ des Kerns weg, dann aber wieder in der noch folgenden schwach bräunlichen Hülle um ebensoviel zurück.

Der rhombische Pyroxen, manchmal bis 2*mm* groß, ist das eine oder andere Mal korrodiert und umgeben von einem Gewirr von veränderter Glasmasse und einem Augitgerüst, wodurch dem beim Gestein 73 erwähnten Zackenkranz ganz ähnliche Bildungen zustande kommen. Am Hypersthen beobachtet man schon stellenweise die Bildung von Hγ. Am rhombischen Pyroxen wurde beobachtet $V\alpha_{(20.5,14{\cdot}5)} = 44°$ entsprechend 27% $FeSiO_3$. In einem zonaren Schnitt wandert die Achse um $2^1/_2°$ vom Kern zur Hülle (von α) entsprechend der Zunahme von $MgSiO_3$-Gehalt in der Hülle 5%. Manche Augite und Plagioklase zeigen Biegungserscheinungen. Von fremdartigen Gebilden tritt ein Quarzkorn auf mit Augitmikrolithenkranz, ein anderer solcher enthält im Innern nur mehr Glas $\lessdot$ Canadabalsam

infolge des hohen SiO_2-Gehalts. Grundmasseplagioklase $\perp$ MP 30—34°, also meist 57% An, Hülle Oligoklas. Magnetit wie sonst an Menge = Titaneisen.

77. Südöstlich Zovon C. Rov(a)rola ... [0, —4] quert den Weg ein schmaler Gang, der ebenfalls zu dem bis jetzt besprochenen Gangsystem gehört.

Unter den Plagioklasen fiel ein Knäuel schwammig korrodierter bis $^1/_2$ *cm* großer Krystalle mit schmalem klaren Rande auf. Ein solcher K. D. Z. ergab 1 ... 30, 1′ ... 32, 2 ... 9, 2′ ... 11 ... 60% An. Die schwammigen Gebilde sind sonst ziemlich homogen und ohne Zonarstruktur; nur am äußersten Rand werden sie schnell saurer. Andere gewöhnliche, klare und nur in den äußeren Zonen mit etwas mehr Einschlüssen versehene Einsprenglinge gaben

		Kern	An	Hülle	An	Rand	An
K. D. Z.	1	30	58%	34	72%	17	32%
	1′	31	—	34	—	—	—
	2	20	—	26	—	—	—
	2′	$21^1/_2$	—	—	—	—	—
$\perp$ MP	1	33	57%	37	65%	11	27%
	1′	30	—	—	—	—	—

ein anderer Schnitt $\perp$ MP gab 35 im Kern 63% An, 18 am Rand 32% An bei einfach verlaufender Zonarstruktur.

Augit wie gewöhnlich, gern glomeroporphyrisch entwickelt, höchst selten mit einem ganz schwach grünlichen Stich im Kern. $c\gamma\,(\upsilon > \rho)\ 43^1/_2°$. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\rho = \upsilon$. — A. B. $\rho \gtrless \upsilon$. — $V_{(5{\cdot}2,\ 4{\cdot}3)} = 24^1/_6°$. — Der rhombische Pyroxen ist völlig umgewandelt in $H\gamma$, das zum Teil schon trüb und limonitisch geworden ist.

Grundmasseplagioklase meist 30—40° im Kern, also Bytownit, am Außenrande Oligoklas.

Ehemaliges Glas der Grundmasse ist in $R\gamma$ umgewandelt, ehemaliges $R\alpha$ am Rande der Carbonatmandeln, zum Teil in ihnen, ist trübe und limonitisch geworden.

78. Bei Zovo(n) ... [8, —9] (A. a. d. R. K.) liegen über dem Trachyt Blöcke eines Gesteins, das wohl auch dem früher behandelten Ganggebiet zugehört.

Plagioklas:

	K. D. Z.	Kern	An	Hülle	An	Rand	An	
	1	23	58%	—	76%	—	35%	Kern homogen,
	1′	23½	—	—	—	—	—	Hülle schmal.
	2	28	—	34	—	18	—	Hülle
⊥ MP	a	—	34	61%	38	74%	24	38%	⅛ des ganzen
	b 1	34	62%	39	78%	20	34%	Krystalls.
	b 1′	35	—	—	—	—	—	Um den Kern
	c 1	34	60%	—	—	—	—	eine klare
	c 1′	32½	—	—	—	—	—	Hülle, auf
	|| M	15	49%	19	56%	24,3	66,33%	diese folgt eine auf der
			¼ der Breite des ganzen Krystalls					Innenseite ein-
	|| M	22½	63%	18	53%	29,0	72,29%	schlußreiche
				¹/₁₆ des ganzen Krystalls				zweite Hülle.

Augit: An Schnitten nahe ⊥ β $c\gamma_{(v>\rho)} = 41°, 42°$. — D. d. D. $\rho > v$. — A. A. $\rho > v$ (Na 2° 50′ v. d. M., M. u. A. a. d. g. S. ρ 0° 26′ — 0 Na — v 1° 4′). Ein anderer Schnitt $\rho > v$ (Na 8° v. d. M., M. u. A. a. d. g. S. ρ 0° 3′ . . . — 0 Na — v 1° 10′). — A. B. $\rho > v$ (Na 8° 59′ v. d. M., M. u. A. a. d. entg. S. ρ 1° — 0 Na — v 0° 49′). — In einem Schliff $V_{(12\cdot6,\ 4\cdot8)} = 26°$. In einem anderen Schliff $V_{(9,\ 5)} = 27\frac{1}{3}°$, $V_{(8\cdot7,\ 6\cdot4)} = 27\frac{2}{3}°$. Für einen Schnitt mit farblosem Kern $V_{(7,\ 4\cdot5)} = 26\frac{1}{3}°$ und bräunlicher Hülle $V_{(10\cdot2,\ 4\cdot5)} = 27°$ wandert die Achse B gegen γ des Kerns in der Hülle 2·4° ohne merkbaren Unterschied in den einzelnen Anwachspyramiden. An einem ähnlichen zonaren Schnitte wandert die Achse A $5\frac{1}{6}°$ von γ des Kerns weg in der Hülle. — $\beta = 1{\cdot}687$. Der rhombische Pyroxen ist noch durchwegs frisch. Die Umwachsung desselben durch monoklinen Augit ist auch hier am stärksten || der (100) Fläche, viel schwächer || (010) und am geringsten oder überhaupt nicht vorhanden in der terminalen Endigung. Man versteht die Bevorzugung der einen Richtung vor der andern leicht durch die durch die Symmetrie bedingten || gerichteten Wachstumskraftlinien der beiden Minerale in der Vertikalprismenzone im Gegensatz zur terminalen Endigung. Opt. Charakt. sehr gut ⊥ der Achse deutlich (—), $\rho > v$ um α, $V\gamma_{((21\cdot5,\ 7)} = 52{\cdot}8°$, $22\frac{1}{2}\%$ $MgSiO_3$. $V_{(21\cdot3,\ 3)} = 47°$, 23% Mg Si O_3. Ehemaliges olivbraunes (33 braun g mit Stich ins Grüne. Sch. d. 32 μ.) Glas der Grundmasse < als Canadabalsam ist zum Teil zu Sphärokrystallen und Faserbändern umgewandelt,

von denen einige schon das Mineral Rα repräsentieren, andere erst in der Bildung desselben begriffen sind. Mehrfacher Wechsel der Schwingungsrichtungen ist auch hier zu bemerken ähnlich Uα bei manchen Limburgiten.

79. Südlich von Zovon, südöstlich der Häusergruppe C. Mariani liegen Lesesteine des schon a. d. R. K. eingezeichneten Gesteins. Dasselbe unterscheidet sich in keiner Weise von den bisher behandelten Zovoner Hypersthenbasalten.

Plagioklas:

K.	D.	Z.	An	⊥	MP	Kern	An	Rand	An	∥	M		An
1	35	61%	a		1	36½	63%	17	31%	—	22	Kern	62%
1′	34	—			1′	33	—	14	—		29	Hülle	72%
2	20	—	b		1	33	59%	—	—		0	Hülle	30%
2′	18	—			1′	34	—	—	—		—		—

Augit: $c\gamma(v>\rho)$ 42½°. — D. d. D. $\rho > v$. — A. A. $\rho = v$. — A. B. $\rho > v$. — $V_{(7{\cdot}5,\ 4{\cdot}3)} = 27\frac{1}{2}°$. An einem Schnitte mit farblosem Kern, der beide Achsen im Gesichtsfelde erkennen läßt, $V_{(3{\cdot}2,\ 1{\cdot}7)} = 25{\cdot}3°$ und bräunlicher Hülle, wandert die Achse A um 5·5° von γ des Kerns weg in der Hülle.

Der rhombische Pyroxen ist meist zersetzt; in einem frischen Schnitt wurde gemessen $V_{(16{\cdot}5,\ 4{\cdot}3)} = 38\frac{1}{6}°$ um α, was einem ziemlich eisenreichen Hypersthen entspricht. Der Schnitt ist auch zonar. Die Achse wandert in der Hülle 2° von α weg. Dies entspricht einem Gehalt von 35% $FeSiO_3$ im Kern, 30·5% in der Hülle. Sowohl dieses Beispiel als auch die früher in unseren Hypersthenbasalten beobachteten Fälle der Zonarstruktur am rhombischen Pyroxen: Kern eisenreicher als die Hülle, lehren, daß in diesen Fällen die von F. Becke[1]) aufgestellte Regel für die Zonarstruktur des rhombischen Pyroxen nicht zutrifft, daß dieser also in unserem Falle nicht Typus I Roozebooms[2]) folgt. Wenn wir absehen wollen von einer nachträglichen Veränderung des rhombischen Pyroxen, wie sie Seemann[3]) beschrieben hat, wogegen übrigens das ganz verschiedene Aussehen der Hypersthene Seemanns spricht, während unsere in der Regel durch einen Augitmantel vor solchen äußeren Angriffen geschützt sind, falls aber eine Umänderung erfolgt, sofort die Entstehung von

[1]) D. M., XVIII, 539.

[2]) Vogt, d. M., XXIV, 437.

[3]) Annal. d. k. k. naturh. Hofmuseums, 1907.

$H\gamma$ ohne eine Verfärbung oder Änderung der Achsenlagen des Hypersthens eintritt, wenn wir also hiervon absehen, so können in unserem Fall ganz ähnliche Momente für die Erklärung der Ausnahme von der Regel Beckes gedacht werden, wie sie bei G. 51, ferner d. M., XXIII, 475 angegeben worden sind: Dissoziation in der Schmelze, derzufolge nach begonnener Magnetitausscheidung der Fe-Gehalt der Schmelze und also auch der $Fe\,Si\,O_3$ verringert wird bei gleichzeitigem Weiterwachsen des Hypersthens. Ein direkter Beweis jedoch für diese Annahme (etwa Vorhandensein von Magnetitkränzen im rhombischen Pyroxen) konnte deswegen nicht erbracht werden, da gerade der rhombische Pyroxen ähnlich wie der Olivin infolge seiner großen Krystallisationskraft außerordentlich einschlußarm ist.

Pleochroismus für β schwach bräunlich, für γ' schwach graugrün. Von fremdartigen Bildungen erscheint ein 1 *mm* großer Haufe von dunkelgrünem Spinell und Nädelchen ähnlich wie bei G. 8, nur viel kleiner, also wohl Sillimanit, ferner Plagioklas, was auf Cordieritresorption deutet.

Grundmasseplagioklase $\perp$ MP gaben 30°, 32° Auslöschung, also 55, 58% An im Kern.

Bei allen Hypersthenbasalten, auch bei den meisten Ophitbasalten, nirgends aber so schön und oft als bei den bis jetzt besprochenen Hypersthenbasalten vom nordwestlichen Teil der Euganeen kehren die

skelettartigen Struktureigentümlichkeiten

der Grundmasse um Mandeln etc. und in Schlieren wieder, wie sie bei G. 75 geschildert wurden.

Diese auffälligen Struktureigentümlichkeiten ließen anfangs vermuten, daß sie herrühren von eingeschmolzenen Fremdkörpern, etwa Tuffbröckelchen, doch lehrte bald die Beobachtung, daß dies nicht der Fall sein könne, da dieselben Bildungen auch in Gängen auftreten, die im Tertiär und in der Kreide anstehen. An eingeschmolzene Kalkeinschlüsse zu denken, verbietet die Beobachtung, daß sie zwar oft um Kalkmandeln, bei denen offenbar der Kalk erst sekundär zugeführt wurde, auftreten, daß sie dies aber ebenso oft um leere Poren oder um solche mit Umwandlungsprodukten erfüllte tun; weiters hätte sich auch im Mineralbestand eine Änderung ergeben

müssen, indem infolge der eintretenden Dissoziation des Ca-Carbonates zumindest ein anorthitreicherer Plagioklas oder Ca-Augit sich hätte bilden müssen. Nichts von alldem ist der Fall. Die Komponenten verhalten sich gleich denen der Grundmasse. Ein weiteres bedeutsames Moment dieser Struktureigentümlichkeiten liegt aber noch in der nicht selten auftretenden Entwicklung von Glimmer, eventuell Hornblende in diesen Partien. Dies deutet an, daß es sich da um H_2O-reichere Partien der Grundmasse handelt. Diese Ansicht wird auch bekräftigt durch das fast regelmäßige Auftreten um Mandeln oder Gesteinsporen. Vergegenwärtigen wir uns die Auskrystallisation des Magmas, so wissen wir, daß bei der Abkühlung große Mengen von Gasen und Dämpfen frei werden; können sie nicht nach der Oberfläche entweichen, so werden sie bei noch genügender Viskosität sich vereinigen mit schon vorhandenen Gasporen; auch Schlieren werden entstehen mit mehr oder weniger gelösten Flüssigkeits- und Gasmengen. Solche Magmapartien nun, die mehr Dämpfe und Gase gelöst haben als die anderen, können, wie ziemlich allgemein angenommen wird[1]), viel tiefer unter die Erstarrungstemperatur der Komponenten gebracht werden, ohne daß Auskrystallisation eintritt, als jene Schmelzen, die frei davon sind. So erklärt ja auch Dölter[2]) mit anderen Forschern die Bildung des Quarzes dadurch, daß das mit den agents minéralisateurs geschwängerte Magma in der flüssigen Phase bis zu jener Temperatur herabzusinken vermag, in der das Stabilitätsfeld des Quarzes beginnt. — Allerdings wäre für diese Sache vielleicht auch das Volumgesetz Beckes in Betracht zu ziehen, daß die Bildung des Quarzes für Granite und größere Gesteinsmassen in einer Temperatur gedeiht, die höher ist als die von Dölter und Day etc. angenommenen Werte. — Derartige mit agents minéralisateurs geschwängerte Magmapartien dürften nun auch aus dem oben Gesagten in unseren Fällen vorliegen. Während die Auskrystallisation der Komponenten an vielen Stellen des Gesteins vor sich ging und daselbst die Gase abgestoßen wurden, reicherten sie sich in den noch flüssigen Partien und vornehmlich um die schon vorhandenen Blasenräume an. Alle diese mit agents minéralisateurs geschwängerten Magmapartien konnten nun in der Temperatur sehr viel tiefer herabsinken als die übrigen Gesteinspartien, die bereits fest sein mochten,

[1]) Siehe hierzu Dölter, Petrogenesis, pag. 23.

[2]) Petrogenesis, pag. 23.

als in den anderen noch gar keine Krystallisation eingetreten war. Langsam schritt die Krystallausscheidung auch gegen diese vor, sie mochte manchmal so langsam vorwärts schreiten, daß starke Unterkühlung eintrat, dann erstarrte das Magma überhaupt glasig, wie solche Fälle ziemlich viel in den Schliffen vorhanden sind, oder aber noch vor diesem Zeitpunkt begann eine sehr plötzliche Auskrystallisation, die sich auf einen großen oder den ganzen Teil der Magmalagune oder Blasenumgebung erstreckte, und lieferte so jene Formen, die für rasch auskrystallisierte — viele künstliche, aber auch natürliche — Schmelzen charakteristisch sind. Daß diese Partien etwa gas- oder flüssigkeitsärmer wären als die übrigen Grundmassepartien, scheint weniger wahrscheinlich zu sein. (Siehe beispielsweise die Glaszonen in Mandelräumen: Dölter, Petrogenesis, pag. 48.)

Daß diese Bildungen nicht etwa überhaupt früher auskrystallisiert sind als die anderen Partien der Grundmasse, lehrt außer dem Gesamteindruck auch noch das Anschießen in haarförmigen Gestalten an die größeren vorhandenen Krystalle der übrigen Grundmasse.

80. Am Weg von dem kleinen Anwesen südwestlich dem Gute Schivanoja zum Bach liegt noch im Bereiche der basischen Brockentuffe ein Gestein, das mit ziemlicher Sicherheit zur Gruppe der Hypersthenbasalte zu zählen ist, da gewisse Eigentümlichkeiten derselben wiederkehren. Das Gestein könnte möglicherweise auch einem Erguß angehören.

Es enthält bei hypokrystallinporphyrischer Struktur ziemlich viele (bedeutend weniger als bei den Zovonhypersthenbasalten) bis $1^1/_2$ *mm* große schwach bräunliche, stark korrodierte Augite, manchmal mit Erzinterpositionen $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 45°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon \geqq \rho$. — A. B. $\rho \gg \upsilon$ (Na 4° 53′ v. d. M., M. u. A. a. entg. S. ρ 1° 48′ — 0 Na — υ 2° 17′). — $V_{(12{\cdot}6,\ 6{\cdot}2)} = 25^1/_3{}^0$. $V_{(14{\cdot}2,\ 11{\cdot}5)} = 28^5/_6{}^0$, ferner Plagioklas, von dem nur wenige bis 3 *mm* große stark korrodierte Einsprenglinge (nach dem nicht sehr deutlich ausgesprochenen (—) optischen Charakter und der viel stärkeren Lichtbrechung als Canadabalsam Bytownit) restieren und bis $^1/_2$ *mm* große Erzkörner.

Einige bis $1^1/_2$ *mm* große, zum Teil gut begrenzte, erdige braune Massen deuten eher auf rhombischen Pyroxen hin als auf Olivin, da die sonst so gern || mit Olivin verwachsenen Titaneisentäfelchen nie zu konstatieren sind und auch die Grundmasse samt ihren skelettartigen Struktureigentümlichkeiten gleich ist den Hypersthenbasalten.

Grundmasse vorwiegend bestehend aus zahlreichen Plagioklasleistchen bis $^1/_4 m$ breit,

	⊥MP	Kern	An	Rand	An
a	1	$33^1/_2$	59%	11	27%
	1'	$30^1/_2$		—	
b	1	34	60%	—	—
	1'	33		—	
c		$32^1/_2$	58%	13	29%

— Zonarstruktur allmählich sich entwickelnd —

ferner aus zahlreichen schwach bräunlich violetten Augiten in ziemlich langen Nadeln, Magnetit in bis $^1/_4 mm$ großen Aggregaten und Körnern = viel Titaneisentäfelchen und viel mikroskopischen Kämmen und Nädelchen von Apatit. Ehemalig spärlich vorhandenes Glas ist zu limonitischen Massen und zu Rγ umgewandelt; mitten und am Rande der Carbonatmandeln sitzen erdige dunkelbraune Zersetzungsmassen von Rα herrührend. Um die Mandeln und auch sonst in der Grundmasse treten die bei G. 75 geschilderten Struktureigentümlichkeiten auf.

Letzteres Moment, Rα und Rγ weisen dem Gestein seinen Platz unter den Hypersthenbasalten an, was aus den Komponenten infolge ihrer starken Korrosion oder ihrer Zersetzung allein kaum mehr erkannt würde. Diese hat von den Komponenten dem Plagioklas schon stark zugesetzt, den Augit aber völlig unverändert gelassen.

3g. Ophitbasalte und deren Angehörige.

Gruppencharakteristik.

Die Gesteine dieser Gruppe haben bei genügender Auskrystallisation ophitische Struktur, welche allen anderen Gruppen der Euganeenbasalte fehlt. Eine infolge völliger Auskrystallisation ideal entwickelte Ophitstruktur hat keiner dieser Basalte, sondern jeder enthält noch zwischen den Komponenten eine nicht unbeträchtliche Menge von Glas. Es sind jedoch in dieser Gruppe auch solche Gesteine angeführt, die zweifellos mit den ophitische Struktur zeigenden Basalten identisch sind und nur durch zu frühzeitige Erstarrung der schmalen Gesteinsgänge nicht zur genügenden Auskrystallisation gelangt sind; in solchen Fällen fehlt der Augit dem zahlreiche Plagioklasmikrolithen führenden Gestein entweder beinahe

ganz oder ist in vereinzelten Körnern, seltener Kryställchen entwickelt. In diesen Fällen leistet die Natur der Umwandlungsprodukte vorzügliche Dienste und führt zu sicherer Deutung der verwandtschaftlichen Gesteinsbeziehungen. Die Gesteine dieser Gruppe gehören Gängen an, nur bei einem Vorkommen ist etwas zweifelhaft, ob es einer Decke oder nicht etwa wahrscheinlicher einem Lagergang angehört. Die meisten Beziehungen haben diese Gesteine zu den Hypersthenbasalten, in deren Hauptverbreitungsterritorium sie auch auftreten, und zu der folgenden Gesteinsgruppe.

3 g α. Normale Ophitbasalte.

Einzelvorkommnisse.

81 *a)* Westlich Castelnovo Kote (3)20 ... [—22, 0] findet sich nahe der Grenze des Brockentuffes ein Gesteinsvorkommen, wohl ein Gang.

Graubraunes, ziemlich angegriffenes Gestein mit hanfkorn- bis erbsengroßen wenigen Blasenräumen, die mit erdigen oder Carbonatmassen erfüllt sind. Ophitische Struktur ist vorhanden, doch erst im Begriffe der Entwicklung, daher restiert viel ehemaliges Glas.

Die unzähligen bis $^1/_{10}$ *mm* breit werdenden Plagioklasleistchen geben

	⊥ MP	Kern	An	Rand	An
a	1	36	61%	17	31%
	1′	32	—	—	—
b	1	$33^1/_2$	60%	23	37%
	1′	$32^1/_2$	—	—	—

— Zonarstruktur allmählich verlaufend. —

Augit in sehr schwach graubräunlichen von Plagioklas durchspickten Körnchen, wird selten $^3/_4$ *mm* groß. $c\gamma(\upsilon > \rho)$ 45°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon \geqq \rho$. — A. B. $\rho > \upsilon$. — $V_{(5\cdot5,\ 7\cdot6)} = 25^2/_3°$. — $V_{(11\cdot5,\ 3\cdot8)} = 26^1/_3°$.

Apatit ist spärlich vorhanden in mikroskopisch zarten Nädelchen, Kämmen und Pinseln. Magnetit tritt in Kryställchen und Gruppen bis $^1/_2$ *mm* groß auf, ebenso gleichviel und dicke große Titaneisentäfelchen und Skelette; beide Komponenten auch in punktförmiger bis globulitischer Ausbildung in den ehemaligen, gelbbraunen Glasresten, das jetzt umgewandelt ist in $R\gamma$. Bei dieser

Umwandlung entsteht zuerst längs der Grenze der Glasräume ein schmales Band mit γ in der Längsrichtung der normal zur Grenze stehenden Fasern, die feldspatgleiche Doppelbrechung zeigen, nach innen gegen den Glasraum zu entwickelt sich dann eine Zone mit dem Mineral Rγ, darauf folgt eine isotrope trübe Zone und zuinnerst sehr gerne Opal. All diese Produkte sind gelbbraun und haben n < Canadabalsam. Selten treten auch Säume von Rα auf. Manche ehemals wohl ziemlich sichere Hohlräume enthalten ähnliche Bildungen der obgenannten Produkte, manchmal aber Carbonat. Um solche Mandeln ist auch hier wie bei den Hypersthenbasalten oft eine Skelettentwicklung der Grundmasse zu beobachten. Die Plagioklasleistchen in dieser unterscheiden sich nicht von jenen in der gewöhnlichen Grundmasse.

Ausscheidungsfolge: Plagioklas und Erz, wenig später Augit, dann Apatit. Alle Gemengteile krystallisieren bis zum Schluß.

81 *b)* Westlich Castelnovo Kote (3)20 ... [—12, —6] im Graben steht nahe einer Quelle ein bräunliches ziemlich zersetztes Gestein an, wohl die Fortsetzung des obgenannten Ganges, da sich das Gestein von dem vorigen kaum unterscheidet. Nur die Ophitstruktur ist noch weniger deutlich ausgeprägt.

Plagioklas in bis $^1/_{10}$ *mm* breiten Leistchen

	⊥ MP	Kern	An
a	1	31	59%
	1′	34	—
b	1	34	59%
	1′	32	—
c	1	31	57%
	1′	32	—

In der Hülle bei gleichmäßiger Entwicklung der Zonarstruktur Oligoklas.

Augitkörner bis $^1/_5$ *mm* groß. $c\gamma(v>\rho)$ 45° an einem Schnitt nahe ⊥ β. Das Übrige ist = dem G. a, ebenso das zum Teil limonitisch bis erdig gewordene Glas.

82. Südöstlich Zovon Kote 21(0) . . . [5, 2] findet sich in einem Graben in Tertiärmergeln ein bräunliches Gestein, das sich nicht wesentlich von den vorangegangenen Gesteinen unterscheidet. Die Ophitstruktur ist sehr schlecht entwickelt.

Plagioklasleistchen:

⊥	MP	Kern	An	Rand	An
a	1	35	62%	16	30%
	1'	34	—	14	—
b	1	32	57%	18	33%
	1'	31	—	19	—
c	1	30	57%	—	—
	1'	32	—	—	—

Die Zonarstruktur verläuft wie auch sonst bei den Ophitbasalten etc. ganz allmählich vom Kern zur Hülle ohne irgend eine basische Rekurrenz oder sonstige Störung; dies Verhalten entspricht auch den Grundmasseplagioklasen der übrigen Euganeengesteine, ein Zeichen dafür, daß bei ruhig stehender Magmamasse die von Becke aufgestellte Normalregel der Zonenstruktur bei den Plagioklasen der Erstarrungsgesteine vollgültig ist. Bei den Ophitbasalten und den Grundmassen der anderen Euganeenbasalte haben diese Plagioklase ihren Platz im Magma sicher nicht mehr viel geändert. Bei der Beobachtung dieser normalen Zonenstrukturentwicklung in ruhiger Schmelze muß nun allerdings die Frage aufgeworfen werden, ob der Schmelzpunkt für diese Zonenregel allein maßgebend ist, oder ob nicht etwa ein Hauptanteil dieser Norm der Dissoziation zukommt, derzufolge wegen Auskrystallisation der Ca-Komponenten in den Augit weniger An-reicher Rest für die Plagioklasbildung übrig bleibt.[1]) Sehr auffallend ist diesbezüglich die oft gemachte Beobachtung, daß die Kerne sehr plagioklasreicher Basalte, wie es manche von Ustica sind, in denen Augit als Einsprengling überhaupt nicht auftritt, durchaus homogen sind, daß dort die Zonenstruktur erst beginnt am äußeren Rand, also zu einer Zeit, in der auch der Grundmassepyroxen ausfiel. Weiters wurde in einem Dünnschliff einer Labradorschmelze (dem mineralogischen Institute der Universität gehörig) kaum eine Spur von Zonarstruktur entdeckt; dieselbe Beobachtung machten Day and Allen (Americ. Journ. of Science, XIX, Feber 1905) bei ihren künstlichen Plagioklasschmelzen. Vogt gibt für diesen Mangel der Zonarstruktur in diesen Fällen die Übersättigung als Ursache infolge der zu raschen Abkühlung an (d. M., XXIV, 51), eine Ursache, die um so unwahrscheinlicher ist, als gerade die

[1]) Dölter gibt allerdings bei Labrador und Diopsid geringe Dissoziation an: Petrogenesis 61.

meisten Grundmasseplagioklase[1]), wenn sie nicht gar zu klein sind, und die äußersten Hüllen der Einsprenglinge zahlloser Gesteinsvorkommnisse das gerade Gegenteil lehren. Auch ist in den Anorthositen und Labradorfelsen die Zonarstruktur gewöhnlich minimal. — Mit der Beeinflussung der Menge des Gehaltes an Anorthitkomponenten im Magma durch die Ausscheidung des Augit (Hornblende) stimmt weiter die sehr intensive Zonarstruktur der Andesite und ähnlicher Gesteine, die viel Augit oder Hornblende gleichzeitig mit Plagioklas auskrystallisieren lassen, überein. Die von Vogt (d. M., XXIV, 479) gemachte Bemerkung der Zonarstruktur der Tiefen- und Ergußgesteine stimmt mit den tatsächlichen Verhältnissen wenig überein. Auch sind daselbst chemisch nicht vergleichbare Gesteine als Beispiele in der Anmerkung angeführt. Aus all dem dürfte mit ziemlichem Rechte der Schluß erlaubt sein, daß die Veränderung der Ca-Komponente neben anderen Faktoren (Schmelzpunkt, gelöste und freiwerdende Gase etc.) eine wichtige Rolle spielt. Nichtsdestoweniger aber muß betont werden, daß in manchen Gesteinen, wo von einer solchen Verringerung der Ca-Komponente wenig die Rede sein kann, die Beckesche Regel in ausgedehntem Maße eintrifft. So zeigt ein französischer Granitit mit wenig Hornblende des mineralogisch-petrographischen Institutes (Nr. 2645) eine enorm entwickelte Zonarstruktur. In diesem Fall würde wohl vor allem der Unterschied der Schmelzpunkte von Anorthit und Albit das Verursachende sein. — Am lehrreichsten wären diesbezüglich künstliche entsprechend gewählte Schmelzen; doch liegen, obwohl schon genug derartige Versuche ausgeführt wurden, keine Studien der Zonarstrukturen daran vor; deswegen gedenke ich in nächster Zeit einige Untersuchungen darüber anzustellen.

Bräunlicher Augit bis $^1/_4$ *mm* große Körner $c\gamma$ 46°, 47°. — A. A. $\rho = \upsilon$. — A. B. $\rho > \upsilon$. — $V_{(12\cdot2,\ 5\cdot4)} = 31^1/_2{}^\circ$. Sonst = dem G. 81. Außer $R\gamma$ erscheint auch etwas Delessit in Bändchen und Sphärokrystallen. Vielleicht spricht dies wie auch der etwas intensiver bräunliche Augit für eine ein wenig verschiedene Zusammensetzung des Gesteins von dem früheren.

83. Südöstlich Zovon Kote 21(0) . . . [2, 0] trifft man am Felde ein beschränktes Gesteinsvorkommen an.

---

[1]) D. M., XXIII, ferner Lehmann, d. M., XXIII, 238.

Das bräunliche, stark verwitterte Gestein unterscheidet sich von dem vorangegangenen nur durch die deutlicher ausgeprägte Ophitstruktur infolge stärkerer Auskrystallisation des Augit. Die Größe der Komponenten entspricht ungefähr der des G. 81 a.

Plagioklas:

⊥ MP		Kern	An	Rand	An
a	1	33	59%	15	30%
	1′	32	—	—	—
b		34	61%	10	27%

— Zonarstruktur wie früher. —

Augit: $c\gamma(v>\rho)$ 44, 44, 45. — D. d. D. $\rho > v$. — $V_{(7{\cdot}2,\ 7{\cdot}5)} = 26^1/_6{}^0$. — $V_{(16{\cdot}2,\ 2{\cdot}5)} = 25^5/_6{}^0$. Im übrigen gleicht das Gestein dem vorangegangenen.

84 *a)* Kote (2)10 . . . [— 10, — 4] steht ein Gestein an, sehr ähnlich dem vorangegangenen.

Plagioklas:

⊥ MP		Kern	An	Rand	An
a		$34^1/_2$	61%	$18^1/_2$	33%
b	1	30	55%	—	—
	1′	30	—	—	—
c		31	56%	—	—

— Zonarstruktur wie früher —

Augit. An einem Zwilling nahe $\perp \beta c\, \gamma\, (v > \rho)\ 41^1/_2$, an einem anderen Schnitt 41°. — D. d. D. $\rho > v$. — A. A. $\rho \geq v$. — A. B. $\rho \gg v$. — $V_{(5{\cdot}4,\ 1{\cdot}7)} = 23{\cdot}5°$, $V_{(8{\cdot}2,\ 2{\cdot}2)} = 25{\cdot}4°$. Glas war ehedem ziemlich viel vorhanden, manchmal blieb noch ein frischer isotroper Rest, dunkelbraun mit zahllosen Globuliten, n = Canadabalsam, bisweilen finden sich darin bräunliche, stark lichtbrechende Punkte, wohl limonitischer Natur; meist ist es aber aggregatpolarisierend mit Schüppchen von R γ, wohl auch Delessit. Häufig erscheint mitten in diesem Aggregat ein zarter, durch seine sehr schwache Lichtbrechung und bisweilen geringe Doppelbrechung sich deutlich abhebender Kranz blumenkohlartigen Hyaliths. Außerdem finden sich vereinzelte (einige bis $^1/_2$ *mm* große) Chalcedonmassen und am Rande davon Hyalithträubchen. — Carbonat tritt auch bisweilen in Mandeln auf. — Ob einige größere regelmäßig begrenzte Partien bestehend aus R γ, Delessit, Carbonat und Hyalith von rhombischem Pyroxen herstammen, ist zweifelhaft.

84 *b)* Am Wege westlich dem Gehöft bei Kote 210 südöstlich Zovon finden sich Lesesteine eines bisweilen zentimetergroße Carbonatmandeln führenden graubraunen Gesteins, in dessen Hohlräumen Calcit, auch in Rhomboederchen, vorkommt. Ophitstruktur ist nur spurenweise entwickelt, da der Augit nur in sehr kleinen braunen Körnchen erscheint, $V_{(16\cdot2,\ 0)} = 32\cdot4^0$.

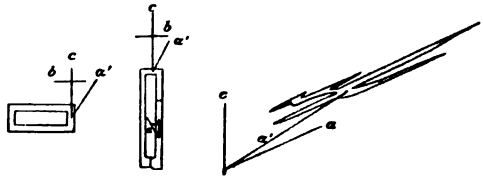
Plagioklas in wenig 0·01 *mm* breiten, zahllosen Leistchen:

	MP	Kern	An	Rand	An
a	1	28	54%	—	—
	1′	30	—	—	—
b		32	58%	15	20%

— Zonarstruktur wie früher —

Um die Carbonatmandeln erscheint die Grundmasse, die viel Glas enthielt, das jetzt stark mit Limonit durchzogen und aggre-

Fig. 20.



gatpolarisierend ist, skelettartig ausgebildet, wobei besonders das Titaneisen besen-, federn- oder moosartige Formen bildet. Vielfach ließen sich daselbst auch die bekannten gabeligen Formen des Plagioklases[1]) beobachten, allerdings ist das Wort gabelig in unserem Falle wenig zutreffend; dies lehrt die Beobachtung von Schnitten, die bilderrahmenartiges Aussehen haben, innen also hohl sind. Um zu entscheiden, nach welcher Richtung die Plagioklasleistchen hohl gebildet sind, wurden die Schnitte konoskopisch geprüft. Die bilderrahmenartigen Schnitte lieferten ein Interferenzbild mit der Mittellinie α im Gesichtsfeld, einer der Rahmen war zu jeder Hälfte ein Albitindividuum, diese lieferten ebenfalls α symmetrisch im Gesichtsfeld; diese Schnitte waren demnach annähernd $\perp$ zur krystallographischen a-Achse geführt; ein anderer Schnitt mit deutlicher Gabelung gab im Interferenzbild die Mittellinie γ, war also ungefähr parallel der

[1]) Siehe auch Rinne, Über Olivin- und Plagioklasskelette. N. J. f. Min. etc., 1891, II, 272.

Fläche 010 geführt; aus all dem folgt, daß diese Plagioklasleistchen in der Richtung der krystallographischen a-Achse schlottförmig gewachsen sind mit Ausnahme eines geschlossenen Mittelteils. (Siehe h. d. Fig.)

Selten beobachtet man in der Gesteinsgrundmasse auch Tridymitkryställchen von mikroskopischer Größe.

84 *c)* Südöstlich Zovon C. Rovarol(a) . . . [7, —3] findet sich ein Gestein, das dem G. 83 im Korn und in den Komponenten recht ähnlich ist.

Plagioklas in Leistchen selten breiter als $^1/_{10}$ *mm*.

	MP	Kern	An	Rand	An
a	1	32	57%	12	28%
	1′	31	—	—	—
b		33	69%	17	31%
c		30	55%	18	32%

— Zonarstruktur wie früher —

Augit manchmal in bis 1 *mm* großen Individuen ohne gute krystallographische Begrenzung und schwach zonar. $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) 43°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — Ein anderer Schnitt $c\gamma$ 45°. — A. A. $\rho = \upsilon$. — A. B. $\rho \gtrsim \upsilon$. — $V_{(11.2,\ 8.1)} = 25^5/_6°$. $V_{(8.5,\ 4.5)} = 27^1/_3°$. Magnetit und gleichviel Titaneisen in bis $^1/_2$ *mm* großen Krystallen, Gruppen, auch in einer Skelettgeneration. Im übrigen gleich dem vorangegangenen Gestein. Einzelne mehr weniger regelmäßig begrenzte Gebilde gleichen denen des Gesteins 83 und würden eher auf Olivin als auf rhombischen Pyroxen deuten, da sich mehrere Male die Parallelverwachsung mit Titaneisen ergab.

84 *d)* Südöstlich Zovon C. Rovarol(a) . . . [6, —3] quert den Weg ein wenig mächtiger Gang, ein graues Gestein enthaltend, das sehr ähnlich ist in der Auskrystallisation und Größe der Komponenten G. 84 *b*. Ophitische Struktur ist recht schwach ausgeprägt.

Plagioklas:

	MP	Kern	An	Rand	An
a	1	36	65%	12	28%
	1′	36	—	—	—
b	1	35	61%	13	29%
	1′	33	—	—	—

— Zonarstruktur wie früher. —

Schwach bräunlicher Augit ergab $c\gamma$ 43°. — $V_{(12\cdot5,\ 2\cdot7)} = 27^1/_2°$. Im übrigen gleicht das Gestein G. 84 *b*.

85 *a*. Am schönsten ausgeprägt trägt die ophitische Struktur das Gestein der Kuppe zur Schau ostnordöstlich C. Rovarola südöstlich Zovon (A. a. d. R. K.). Die Menge des restierenden Glases ist auch hier sehr beträchtlich wie bei allen Ophit-, auch den nahestehenden Hypersthenbasalten, ferner den Limburgiten, lauter Gesteinsgruppen, die eutektischen Mischungen nahestehen, für welche die Regel zu gelten scheint, daß sie, abgesehen natürlich vom SiO_2-Gehalt, eher zu glasiger Erstarrung neigen als Gesteine anderer Zusammensetzung.[1])

In dieser Kuppe ist in dem behandelten Gebietsanteil das Ophitbasaltgestein an Volumen weitaus am mächtigsten entwickelt. Es konnte aber nicht mit voller Sicherheit entschieden werden, ob ein Erguß oder ein Lagergang vorliegt, da genügend klare Aufschlüsse am Kontakt des Liegenden und Hangenden fehlen. Nichtsdestoweniger dürfte es im Zusammenhange mit den Vorkommnissen von Teolo (also schon außerhalb des jetzt behandelten Gebiets) gelingen, später ein abschließendes Urteil in der Sache zu gewinnen.

Das bräunliche Gestein hat sehr feinkörniges Aussehen und enthält zahllose gut entwickelte Plagioklasleistchen bis $^1/_3$ *mm* breit, enthaltend Glas, Erz und Flüssigkeitseinschlüsse.

	⊥ MP	Kern	An	Rand	An
a	1	32	60%	10	27%
	1′	35	—	—	—
b	1	31	58%	14	30%
	1′	33	—	—	—
c	1	31	56%	10	27%
	1′	31	—	—	—

— Zonarstruktur wie früher. —

Der schwach graubraune Augit des Gesteins erscheint in feldspatdurchspickten Körnchen bis $^3/_4$ *mm* groß, öfters mit winzigsten Glaseinschlüssen. An einem Schnitt sehr gut ⊥ β wurde bestimmt $c\gamma$ ($\upsilon > \rho$) ρ 43°, Na $43^1/_2°$, υ $45^1/_2°$; $\gamma - \alpha$ $\rho > \upsilon$ 0·028. An einem anderen Schnitt $c\gamma$ 45° für weißes Licht. — A. A. $\rho \geqq \upsilon$. — A. B. $\rho \gg \upsilon$. — $\beta = 1{\cdot}688$. — Der Achsenwinkel wurde in diesem Falle an zahlreichen Schnitten gemessen. Veranlassung hierzu gab die Überlegung, daß nicht bloß

[1]) Vogt, d. M., XIV, 458.

jene Schnitte zur Messung des Achsenwinkels aus Mittellinie und Achse geeignet seien, welche die Achsenebene in der Symmetrieebene des Gesichtsfeldes liegen haben, sondern auch jene, deren Achsenebene zwar außerhalb der Symmetrieebene des Gesichtsfeldes gelegen ist, die aber doch noch Achse und Mittellinie innerhalb des Gesichtsfeldes erkennen lassen. Da sich bei diesen letzteren Schnitten elliptische Polarisation geltend macht, tritt zu der ohnehin etwas heiklen Messung von V aus Achse und Mittellinie ein neues störendes Moment. Für die ersteren Schnitte hat F. Becke[1]) eine Korrekturtabelle angelegt, welche naturgemäß nicht gilt für die zweite Art von Schnitten.

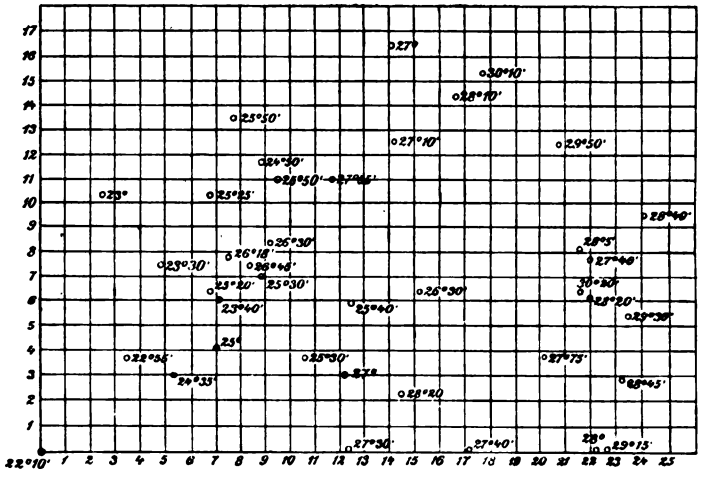
Nun wird es aber in den seltensten Fällen glücken, solche Schnitte erster Art unter den nicht gar zu zahlreichen Schnitten eines Dünnschliffes zu finden; daher schien es wünschenswert, die Frage zu lösen, inwieweit denn auch solche Schnitte, bei denen die elliptische Polarisation in beträchtlichem Maße Einfluß nimmt, für Messungszwecke brauchbar sind. Zur Lösung dieser Frage schien der vorliegende Ophitbasalt sehr geeignet, da kaum merkliche Zonarstruktur vorhanden ist. Ganz fehlt sie nicht, auch treten bisweilen kleine Wachstumsstörungen (Verbiegung) auf, welche beide Momente in nicht kontrollierbarer Weise die Ergebnisse der folgenden Tabelle beeinträchtigen, weswegen ihr der Wert einer direkten Korrekturtabelle nicht zukommen kann. In der Tabelle, welche die Fläche des rechten oberen Quadranten des Interferenzbildes darstellt, ist die Achsenebene gelegen zu denken parallel der Frontalebene, die Mittellinie in der Tabelle, die Achse auf der linken Seite der Ordinatenachse. Der Ort der Mittellinie eines jeden untersuchten Schnittes ist gegeben durch O, für welchen Punkt man den Abstand der Mittellinie von der Sagittalebene auf der Abszissenachse, den Abstand der Achsenebene von der Frontalebene auf der Ordinatenachse in Graden ablesen kann. Neben O steht die gefundene Größe des halben Achsenwinkels. Im Nullpunkt des Koordinatensystems findet sich die Größe des halben Achsenwinkels, wie sie sich aus der Messung eines Schnittes ergab, der beide Achsen im Gesichtsfeld erkennen ließ.

Bei der Messung wurde nach der von Becke angegebenen Methode verfahren. Der Achsenort läßt sich stets sehr scharf fixieren, weniger präzis erfolgt dies für die Mittellinie, deswegen wurde die Ausmessung von V zweimal vorgenommen, der Ort der Mittellinie

[1]) Optische Untersuchungsmethoden.

aber dreimal gezeichnet, so daß für jeden Schnitt mit Einbeziehung der 180°-Stellungen dieser Ort zwölfmal markiert wurde. Bei entsprechender Übung und bei scharfer Beleuchtung des Ortes der Mittellinie weichen die einzelnen Markierungen recht wenig voneinander ab, so daß der Durchschnittswert der Fixierung der Mittellinie kaum jemals den Fehler eines Grades erreichen dürfte. Dies bestätigte sich bei der Wiederholung einiger jener Messungen, die aus der Tabelle als etwas unwahrscheinlich heraustraten; in diesen Fällen machten sich eben die oben besprochenen Einflüsse von Wachstum und Zonar-

Fig. 21.



struktur geltend. — Aus der Tabelle ist nun ohneweiters ersichtlich, daß man für V einen umso größeren Wert erhält, je weiter die Mittellinie von der Mitte des Gesichtsfeldes abweicht, wie es ja Becke für die Schnitte mit Achsenebene in der Symmetrieebene des Gesichtsfeldes abgeleitet hat. Man sieht aber nun weiter, daß auch bei jenen Schnitten, welche die Achsenebene ziemlich weit von der Frontalebene des Gesichtsfeldes gelegen haben, die Messung ganz gute Resultate liefert, die nicht gar zu viel von jenen der Frontalebene abweichen. In der Diagonalrichtung des Interferenzbildes müßte sich die elliptische Polarisation am meisten störend für die Größe des Achsenwinkels geltend machen; dies geht auch hervor aus einem Vergleich der rechts oben gelegenen Werte mit jenen, die vertikal darunter

liegen, dagegen zeigt andrerseits ein Vergleich mit jenen Werten, die gleich weit vom Zentrum aus gelegen sind, also der rechts oben und der ganz rechts in der Frontalebene befindlichen Werte, daß ein Unterschied kaum wahrzunehmen ist. — Ich gedenke, demnächst an optisch konstantem und daher einwandfreiem Material genauere Untersuchungen über diese Frage anzustellen.

Der Magnetit tritt in unserem Gestein in bis 1 *mm* großen Kryställchen und Gruppen, ebenso auch gleich viel Titaneisen auf, beides auch in winzigsten Skeletten und Globuliten, in kräftigen, immerhin aber nur mikroskopischen Nädelchen der Apatit. In den Komponentenzwickeln sitzen Reste ehedem ziemlich viel vorhandenen gelbbraunen Glases, das selten noch homogen erscheint, meist Aggregatpolarisation zeigt ($n <$ Canadabalsam). In einem großen Teil dieser manchmal bis 2 *mm* großen Partien ist Neubildung eines blättrigen Minerals eingetreten, ebenfalls gelbbraun, Doppelbrechung ungefähr biotitgleich, γ in der Längsrichtung der Blätter, Pl. $\gamma > \alpha$, γ gelbbraun (7 gelb g), α hellgelb (7 gelb u. Sch. d. 35 μ), $\gamma >$ Canadabalsam, $\alpha \leqq$ Canadabalsam, Achsenwinkel schwankend um 90°, meist opt. (+). (Manche Blättchen zeigen 2 V fast 0°, (+), allerdings muß dahingestellt bleiben, ob diese Blätter mit dem eben besprochenen Mineral identisch sind.) Diese optischen Eigenschaften erinnern einigermaßen an das Mineral O α bei den Limburgiten, das auch wechselnde Winkel um γ hatte, auch einachsig war, aber α in der Längsrichtung hatte und nicht oder wenig pleochroitisch war. Am wahrscheinlichsten ist die Deutung, daß das Mineral mit R γ identisch ist und nur eine größere Ausdehnung der Blättchen, die sonst sehr zartfaserig sind, gewonnen hat.

Die Bildung dieses Blätterminerals erfolgt auch ganz so wie bei Rγ von den Grenzen der benachbarten Komponenten aus, auch von Sprüngen, die quer zum gelbbraunen Ursprungsmaterial verlaufen, und zwar meist normal mit den Blättern zu diesen Linien, sehr oft aber auch baum-, gitter- und spreuförmig. Der etwas verschiedene Brechungsexponent der einzelnen Rγ-Vorkommnisse wäre demnach darauf zurückzuführen, daß infolge noch nicht vollkommener Aufzehrung des Ursprungsmaterials dieses seinen Brechungsexponenten neben dem Mineral Rγ geltend macht. Nichtsdestoweniger aber ist Rγ niedriger lichtbrechend als der Delessit und von diesem leicht zu unterscheiden. Die sichere Überzeugung, daß unter manchen dieser schuppigen Aggregate nicht

etwa umgewandelte Komponenten verborgen seien, konnte nicht erlangt werden. Dagegen sprechen im allgemeinen die meist unregelmäßigen Formen, das gelegentliche Vorkommen von Skeletten darin, die Beobachtung, daß die Zonarstruktur der Plagioklase an den Grenzen gegen das Aggregat zu ungestört zum Oligoklas verläuft, die Frische der anderen Komponenten; gegen rhombischen Pyroxen im speziellen spricht, daß seine Pseudomorphose allgemein homoachs erscheint, ferner daß in einzelnen Ophitbasalten bei gleichweit vorgeschrittener Gesteinsumwandlung der rhombische Pyroxen noch völlig frisch erscheint; gegen Olivin endlich das Fehlen von orientierten Titaneisenblättchen und der allgemeine Habitus. Auch ein wenig Delessit tritt im Gestein auf.

Ausscheidungsfolge: Plagioklas, Erze ziemlich gleichzeitig, Apatit etwas später, ebenso der Augit. Alle Gemengteile krystallisierten bis zur Gesteinserstarrung.

85 *b)* Südöstlich Zovon Kote 21(0) . . . [7, 0] tritt in Tertiärmergeln ein Ganggestein auf (A. a. d. R. K.).

Das Gestein ist als ziemlich mächtiger Gang entwickelt und ist offenbar nichts anderes als der Zuführungsgang zu dem eben besprochenen Gesteinskörper. Struktur und Größe der Komponenten gleichen sich denn auch völlig, ebenso der Grad der Umwandlung.

Plagioklas:

	MP	Kern	An	Rand	An
a	1	30	55%	13	29%
	1′	30	—	—	—
b	1	29	54%	8	25%
	1′	30	—	—	
c	1	$32^1/_2$	58%	—	—
	1′	$31^1/_2$	—	—	—

— Zonarstruktur wie früher —

Augit: $c\gamma$ 43°. — A. A. $\upsilon > \rho$ (Na 2° 27′ v. d. M — M. u. A. a. d. g. S. — ρ 0° 10′ — 0 Na — υ 0° 8′). — A. B. $\rho \gg \upsilon$. — $V_{(5\cdot6,\ 2\cdot7)} = 24^2/_3°$, $V_{(10\cdot7,\ 3\cdot2)} = 26^2/_3°$, $V_{(19\cdot1,\ 3\cdot7)} = 27^2/_3°$.

86. Südöstlich Zovon C. (Ro)varola . . . [0, —6] liegen Lesesteine herum, von denen es fraglich ist, ob sie vom Anstehenden an Ort und Stelle stammen oder nicht etwa nur hergeschleppte Stücke seien. Zwei Proben von dort unterscheiden sich nicht wesent-

lich voneinander. Beide sind recht ähnlich den letzten zwei besprochenen Ophitbasalten, schwärzlich bis bräunlichgrau und ziemlich stark zersetzt. Die eine Probe erscheint etwas feinkörniger. Plagioklasleistchen bis $^1/_{10}$ *mm* breit gaben:

⊥ MP		Kern	An	Rand	An
a	1′	33	57%	15	30%
	1′	31	—	13	—
b		33	59%	19	33%
c		32	57%	—	—

— Zonarstruktur wie früher —

Augit bis 1 *mm* große Körner deutlich bräunlich (34 orangegrau, sehr schwach pleochroitisch) wegen der Schliffdicke 45 μ. $c\gamma(\upsilon > \rho)$ 45°. — A. A. $\upsilon > \rho$. — A. B. $\rho \gtrsim \upsilon$. — $V_{(12\cdot5,\ 1\cdot4)} = 25°$. $V_{(14\cdot4,\ 7\cdot9)} = 26^1/_2°$. — $\beta = 1\cdot698$. Ehemaliges Glas ist stark zersetzt in limonitische und Carbonatmassen.

Die zweite Gesteinsprobe enthält bis $^2/_3$ *mm* breite Plagioklasleistchen:

⊥ MP		Kern	An	Rand	An
a	1	38	75%	20	35%
	1′	39	—	22	—
b	1	37	68%	12	29%
	1′	37	—	14	—

— Zonarstruktur wie früher —

Der Augit ist wegen noch größerer Schliffdicke (70 μ) 34 orangegrau o und erscheint in bis 2 *mm* großen, feldspatdurchspickten Körnern $c\gamma(\upsilon > \rho)$ 46°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon > \rho$. — A. B. $\rho \gtrsim \upsilon$ (Na 8° 20′ v. d. M. — A. u. M. a. entgeg. S. ρ 0° 10′ — Na 0 — υ 2° 18′). $V_{(10\cdot4,\ 4\cdot1)} = 27^1/_6°$. — Die Titaneisenblättchen werden bis $1^1/_2$ *mm*, gleich viele Magnetitkrystallgruppen bis $^1/_2$ *mm* groß, der Apatit erscheint in kräftigen, jedoch nur mikroskopischen Nädelchen, die die Kerne der Plagioklase nicht, wohl aber die Ränder durchspießen; auch hier hat er also erst ziemlich spät mit seiner Krystallisation begonnen. Ähnliches wurde in manchen Tuffen und Basalten von Ustica[1]) beobachtet, woraus folgt, daß Apatit durchaus nicht immer als erstes Ausscheidungsprodukt, ebensowenig wie die Erze fungiert, sondern daß es offenbar großenteils auf die Mengenverhältnisse der gelösten Stoffe ankommt, wie es vornehmlich von Vogt in seinen Arbeiten betont wird.

[1]) D. M., XXIII.

Ehemaliges Glas dürfte infolge der sehr starken Auskrystallisation recht wenig als Zwischenklemmassen vorhanden gewesen sein, welche jetzt als globulitische bräunlichgelbe Partien erscheinen. Viele Globulite, bräunlich und stark lichtbrechend, dürften dem Limonit zugehören. Die globulitische Entwicklung in dem Restmagma ist übrigens in keinem der Euganeengesteine so typisch ausgeprägt und entwickelt wie bei den Ophitbasalten und ihren Angehörigen.

87. Nordwestlich Mt. Pendice, Friedhof (□)..[—1·5, 2] steht in Tertiärmergeln ein schmaler Gang eines graubraunen stark zersetzten Gesteins an, das zwar ophitische Struktur verrät, sie aber sehr unvollkommen entwickelt zeigt, ähnlich dem Gestein 84 *b)*.

Plagioklasleistchen bis $^1/_{10}$ *mm* breit gaben:

⊥	MP	Kern	An	Rand	An
a	1	34	63%	17	32%
	1′	35½	—	—	—
b	1	38	72%	25	39%
	1′	37½	—	24	—
c	1	38	76%	29	54%
	1′	39	—	—	

— Zonarstruktur wie früher. —

Bis $^1/_4$ *mm* große feldspatdurchspickte graubräunliche Augite. $c\gamma$ 43, 44, 45°.—$V_{(16\cdot5,\ 9\cdot4)} = 28^1/_2{}^\circ$. Titaneisen und Magnetit in bis $^1/_2$ *mm* großen Kryställchen oder Gruppen, dagegen Apatit nur spurenweise infolge geringer Auskrystallisation des Gesteins. Glas war sehr viel vorhanden und ist jetzt zum Teil eine aggregatpolarisierende Masse mit sehr viel $R\gamma$ (γ und $\alpha <$ als Canadabalsam), teils limonitisch oder von Carbonat verdrängt.

Überblickt man die Ausscheidungsfolge bei den Ophitbasalten überhaupt, so zeigt sich, daß bei ihnen im großen und ganzen knapp nach dem Beginn der Auskrystallisation von Plagioklas und Magnetit oder fast gleichzeitig der Augit auszufallen begann, ganz ähnlich den Hypersthenbasalten, wo nur vorher etwas Hypersthen auskrystallisierte. Diesen beiden Gesteinsgruppen (Hypersthen- und Ophitbasalte) und besonders der letzteren kommt also auch jene Eigentümlichkeit gleichzeitiger Auskrystallisation der Komponenten zu, wie sie für eutektische Mischungen charakteristisch ist. Haben wir einen Teil der Euganeenlimburgite als ternäres Eutektikum aufgefaßt von Magnetit, Olivin und Augit, so können wir

in gleicher Weise die Gruppe der Ophit- und Hypersthenbasalte auffassen als eine dem ternären Eutektikum Plagioklas, Erze, Pyroxen zugehörende Gesteinsfamilie.

3 g β. Ophitbasalte mit sonderbaren Struktureigentümlichkeiten ihrer Augite.

Gruppencharakteristik.

Zu den Ophitbasalten gehörig, aber durch eigentümliche Wachstumsformen der Augite ausgezeichnet sind 3 Gesteinsvorkommnisse des nordwestlichen Euganeengebietes.

Einzelvorkommnisse.

88. Zwischen den beiden Trachytkuppen westlich der Straßenteilung westlich von Castelnovo findet sich ein Gang eines bräunlichen sehr feinkörnig erscheinenden Gesteins mit wenigen bis erbsengroßen Blasen, erfüllt mit gelb-erdig limonitischen Produkten bei ausgeprägt ophitischer Struktur.

Zahllose Plagioklasleistchen bis $^1/_{10}$ *mm* breit

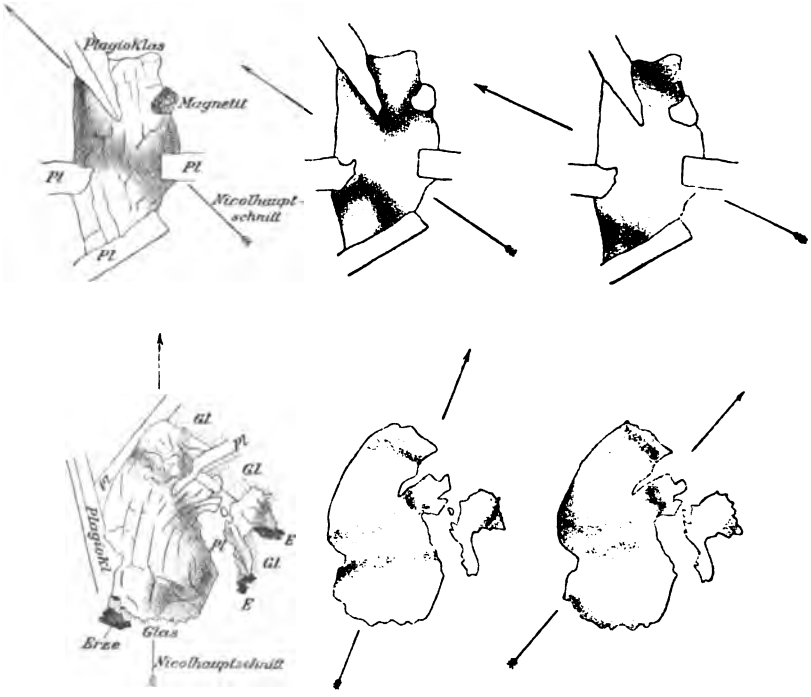
	MP	Kern	An	Rand	An
a	1	36	61%	—	—
	1′	33		—	
b		34	60%	—	—
c		31	56%	15	30%

— Zonarstruktur allmählich sich entwickelnd. —

Rhombischer Pyroxen tritt in wenigen bis $^1/_2$ *mm* großen klaren Krystallen auf, selten Spuren von Magnetit eingeschlossen enthaltend. $Va_{(22,\,4\cdot5)} = 44^\circ\,26\cdot5$ $FeSiO_3$. Der Augit ist schwach bräunlichviolett in Körnern bis $^1/_4$ *mm* groß, durchspickt von zahlreichen Plagioklasleistchen. $c\gamma(\upsilon > \rho)$, im Kern 45°, in der Hülle 30°, an einem anderen Schnitt 44°...31°. D.d.D. $\rho > \upsilon$. — $V_{(12\cdot5,\,12\cdot7)} = 26^1/_3{}^\circ$. K. $V_{(16\cdot4,\,7\cdot2)} = 21^1/_3{}^\circ$. H. Hinsichtlich der Achsenwinkel läßt sich oft die Beobachtung machen, daß besonders am Außenrand der Krystalle der Achsenwinkel recht klein wird; man ersieht schon daraus, daß ein stark zonar struierter Pyroxen vorliegt. Außer dieser Zonarstruktur sind aber noch weiter auffallend ganz bedeutende Biegungs- und Wachstumserscheinungen, so daß von einem einheitlichen Auslöschen der Ophitstruktur zeigenden Pyroxenkörner, wie es sonst geschieht, fast nie die Rede ist. Es zeigen sich im Gegenteil in der Regel ganz absurd wandernde Auslöschungen in den Pyro-

xenkörnern, so daß Phänomene zustande kommen, wie man sie an manchen strahligen Aggregaten wahrnimmt oder an manchen flüssigen Krystallen, ähnlich auch öfters den Erscheinungen des Wanderns von Isogyren bei zweiachsigen Krystallen bei der Beobachtung im konvergenten Licht. Beides also, Zonarstruktur, Biegungs- und Wachstumserscheinungen, bewirken diese höchst eigentümlichen Phänomene. (Siehe hierzu die Fig. 22.)

Fig. 22.



Die Pfeile deuten die bei der Tischdrehung für die Schnitte geänderte Nicollage an.

An den rhombischen Pyroxenen tritt mit Vorliebe ein schmaler Rand von Augit auf, der an den Flächen || der c-Achse gut orientiert ansitzt, während in der Terminalbegrenzung ansitzende Zacken die energischesten Auslöschungsänderungen zeigen. Im Gestein trifft man ferner noch an Titaneisen in Täfelchen bis $^1/_2$ *mm* groß und etwas weniger Magnetitkryställchen, beides auch in zarten Skeletten, weiters äußerst wenig Apatit. Glas war ehedem ziemlich viel vorhanden;

nur wenig ist unzersetzt (bräunlichgelb < Canadabalsam), meist ist es umgewandelt und aggregatpolarisierend, oft zeigt es das Mineral R α, nicht selten auch das mit γ in der Längsrichtung. Globulite erscheinen oft im Glas. Auch in diesem Gestein kommen skelettartige Ausbildungen der Grundmasse ähnlich den Hypersthenbasalten vor, die Augite erscheinen auch hier als lange erzkorngespickte Nädelchen oder Haare, nicht selten mit den Biegungserscheinungen zeigenden Krystallen der übrigen Grundmasse zusammenhängend und selbst auch wandernde Auslöschungen bisweilen zeigend.

Ausscheidungsfolge: Rhombischer Pyroxen und Erze, Plagioklas, wenig später Augit, zuletzt Apatit. Die Gemengteile krystallisierten mit Ausnahme des rhombischen Pyroxens bis zum Schluß.

89. Ein dem vorangegangenen recht ähnliches Gestein liegt vor von Zovon Kote 21(0) . . .[8, —4·5], wo es in Tertiärmergeln einen Gang bildet.

Die Struktur, die Größe der Komponenten, die wandernden Augitauslöschungen sind gleich, nur ist rhombischer Pyroxen fraglich.

Plagioklas:

⊥MP		Kern	An	Rand	An
a	1	32	51%	—	—
	1′	31	—	—	—
b		33	59%	12	28%
c		30	55%	13	29%

— Zonarstruktur wie vorher —

Augit an einem Schnitt nahe ⊥ βc γ 44 im Kern, 38 in der Hülle; an einem anderen c γ 45°. D. d. D. $\rho > \upsilon$. — ρ 0·030 = Na 0·030, υ 0·029 für γ—α. —$V_{(6,5\cdot4)} = 24^2/_3{}^0$. $V_{(19\cdot7,\ 8\cdot8)} = 25^1/_3{}^0$. $V_{(15\cdot4,\ 4\cdot3)} = 26^5/_6{}^0$. Die Bestimmungen von V wurden an den Kernen ausgeführt. Ob rhombischer Pyroxen vorhanden war, ist zweifelhaft. Es finden sich einige limonitische bis 1 *mm* große Gebilde zum Teil mit Carbonat erfüllt, deren Umrisse wohl für rhombischen Pyroxen deutbar sind, doch fehlt die sonst so regelmäßige Umwachsung durch monoklinen Augit. Auch sind das eine oder andere Mal Titaneisenblättchen an die Gebilde parallel angewachsen, so daß die Deutung auf Olivin nicht ganz von der Hand zu weisen ist. Freilich könnte rhombischer Pyroxen sich auch wie bei anderer Gelegenheit stellenweise zu Olivin umgebildet haben unter partieller Aufschmelzung durch das Magma. Im ehemaligen Glas des Gesteins ist viel R γ entwickelt.

90. Bei Zovon C. Ro(v)arola ... [0, — 6] findet sich ein schmaler Gang eines bräunlichschwarzen mit bisweilen zentimetergroßen Calcitmandeln durchsetzten Gesteins von demselben Charakter wie die beiden vorangegangenen. Auffallend ist eine Differenzierung im Gestein. Im Schliff zeigt sich eine Hälfte besser, die andere schlechter auskrystallisiert. Der Übergang ist nicht scharf, die schlechter auskrystallisierte Hälfte dürfte etwas eisenreicher sein. Sonst läßt sich ein Unterschied weder bei den Augitphänomenen noch in den optischen Eigenschaften der Plagioklase und Augite konstatieren.

Plagioklasleistchen in der einen Schliffhälfte bis $^1/_{10}$ *mm*, in der anderen wenige 0·01 *mm* breit, gaben

	MP	Kern	An	Rand	An
a	1	34	59%	15	29%
	1′	32	—	11	—
b	1	31	57%	18	32%
	1′	32	—	—	—
c	1	31	56%	15	30%
	1′	31	—	—	—

— Zonarstruktur wie vorher. —

Augit bis $^1/_2$ *mm* breit in der einen Schliffhälfte, bis $^1/_4$ *mm* in der anderen, zeigt sehr schön die früher besprochenen Erscheinungen. $c\,\gamma\,45^0$ im Kern, 35° in der Hülle, 46° in einem anderen Schnitt nahe $\perp\,\beta$. — A. A. $\upsilon = \rho$. — A. B. $\rho > \upsilon$. — Meist für die Kerne: $V_{(\text{Mittellinie in der Sagittalebene})} = 20^1/_3{}^0$. $V_{(1\cdot8,\ 10\cdot5)} = 23^0$. $V_{(7,\ 7\cdot3)} = 25^0$. $V_{(8\cdot2,\ 4\cdot8)} = 25^1/_6{}^0$. $V_{(20\cdot4,\ 7\cdot4)} = 25^1/_6{}^0$. $V_{(18\cdot6,\ 5\cdot2)} = 27^1/_3{}^0$. $V_{(21\cdot6,\ 7\cdot1)} = 27^1/_3{}^0$. $V_{(15,\ 6\cdot9)} = 27^5/_6$ nichtsdestoweniger erkennt man etwas Unruhe in den Werten der Achsenwinkel bei Berücksichtigung der Mittellinienorte. In den Endzwickeln der Schnitte ist V meist kleiner. Manche vereinzelte bis $^1/_2$ *mm* große rhombische Pyroxenkrystalle treten ebenfalls auf. Im übrigen ist das Gestein gleich den beiden vorangegangenen. Honiggelbes (9 gelb 2. Übergang nach gelbgrün r Sch. d. 25 μ) Glas ist spurenweise noch frisch vorhanden ($n <$ Canadabalsam) und enthält zahllose Globuliten; meist ist es aggregatpolarisierend mit viel R α (vielfach auch mit γ in der Längsrichtung). Im Zentrum solcher Glaspartien zeigt sich wieder wie bei manchen anderen Ophitbasalten eine isotrope, sehr schwach lichtbrechende etwas heller gelb gefärbte Opalmasse, manchmal auch wohl ehemaligen Hohlräumen entsprechend Carbonat.

Ausscheidungsfolge wie beim vorletzten Gestein.

Wenn wir uns nach Beendigung der Detailbeschreibungen der drei Vorkommnisse der vorliegenden Basaltgruppen fragen um die Ursache der eigentümlichen optischen Phänomene am Augit, die durch Zonarstruktur-, Biegungs- und Wachstumserscheinungen zustande kommen, so ist das erste Moment der Zonarstruierung allein nicht genügend zur Aufklärung; denn selbst in anderen Fällen, wo in ein Augitkrystallgebäude ganz sicher verschiedene Substanzen in den einzelnen Anwachspyramiden zusammengepfercht werden, bleibt die Symmetrie oder, besser gesagt, bleiben die Hauptlinien der Raumgitter parallel. Nicht geschieht dies aber in unserem Fall. Es zeigt aber schon die Beobachtung an den Sanduhraugiten, daß optisch verschiedene, also jedenfalls auch chemisch differente Substanz zu gleicher Zeit am Augitkrystall abgelagert wird in verschiedener Richtung; demnach müssen die in den einzelnen Richtungen wirkenden, uns ihrem Wesen nach ziemlich obskuren Kräftewirkungen im Krystall etwas in physikalisch-chemischer Hinsicht voneinander abweichen, die Kraftlinien also beispielsweise, die für die $\bar{1}11$ Anwachspyramide in Wirkung treten, würden ihre Gleichgewichtsherstellungstendenz zwischen Schmelze und Krystall befriedigen können durch etwas weniger Eisenaufnahme als jene, die für 100 wirksam sind. Trotz dieser höchst eigentümlichen Zwangszustände im Krystall werden aber alle Kraftlinien beherrscht durch den gleichartigen Krystall-Molekülbau des monoklinen Pyroxens, demnach liegt auch kein Grund vor, daß von den vorgezeichneten Linien des Raumgitters abgewichen werde; alle Kraftlinien der einzelnen Moleküle wirken parallel, sie verstärken sich gegenseitig, das Wachstum schreitet parallel vorwärts.[1]) Bei unseren Augiten aber müssen jene uns unbekannten

[1]) Daß wir übrigens imstande sind, die in den verschiedenen Richtungen wirkenden Kräfte im Krystall auf rein chemisch-physikalischem Weg zu verstärken oder zu schwächen, beweisen viele Beobachtungen des Krystallwachstums hinsichtlich seiner Geschwindigkeit oder der Flächenausbildung, vor allem aber die in letzter Zeit auf Veranlassung F. Beckes durchgeführten Arbeiten über die Krystalltrachtbeeinflussung durch Lösungsgenossen seitens H. Gerhard und F. Stranetzky. — Ferner gehören in weiterem Sinne zu dieser Frage auch die merkwürdigen Wachstumsvorgänge bei Zwillingen, die an mehreren Mineralen unter der Ägide F. Becke studiert wurden. Daß auch dem Druck eine Beeinflussung der einzelnen Kraftlinien des Krystalls zukommt, dürfte Apatit (langstenglig in Ergußgesteinen, kurzsäulenförmig in Tiefengesteinen) erweisen, auch Plagioklas, Orthoklas u. a.

Krystallisationskräfte, die die Krystallmoleküle zur geordneten Anlagerung an den bereits vorhandenen Krystall zwingen, schwächer gewesen sein als sonst bei den Ophitbasalten, wenn wir absehen wollen von einer nachträglichen Verbiegung, hervorgebracht etwa durch späteres Weiterdrängen des Magmas oder dadurch, daß das Gestein durch Hitzewirkung eines benachbarten Eruptionsvorgangs erweicht und so in die Temperatur nahe dem Schmelzpunkt des Augit gebracht wurde, daselbst längere Zeit verweilte, wobei die Plastizität des Augit eine größere werden würde, als sie sonst ist, und er dann Zerrungen und Verschiebungen im Gestein nachgegeben hat.

Als einfache Biegungserscheinungen, wie sie öfter an Plagioklasen, auch manchen Augiten der Euganeengesteine beobachtet wurden, hervorgebracht durch mechanische Zerrungen[1]), lassen sich die behandelten Erscheinungen nicht erklären, da hierbei stets andere optische Phänomene auftreten.

Gegen solche nachträgliche Verbiegung infolge eines Lokalereignisses spricht schon die Beobachtung, daß solche Gesteinsvorkommnisse an mehreren Stellen auftreten, die ganz heterogener geologischer Natur sind, also einmal in basischem Tuff zwischen zwei nahe gelegenen Trachythügeln, das andere Mal in den Tertiärmergeln, ferner aber auch nicht bloß in den ophitisch struierten Basalten, wo solche Zerrungen im Gestein infolge seines verschränkten, gerüstartigen Gefüges leichter denkbar wären, sondern auch in manchen der chemisch den drei Ophitbasalten mit sicherem oder möglichem rhombischen Pyroxen zunächst stehenden Hypersthenbasalten. Daß es nicht Bildungen infolge zu rascher oder zu langsamer Abkühlung sind, ersieht man sehr klar an dem allgemeinen Auftreten, selbst in den zum Schluß erstarrten skelettartigen Partien der Grundmasse, und andrerseits sieht man sie in gleicher Vollendung der Ausbildung bei gröberem und feinerem Korn der Schliffe wie beim dritten Beispiel. Aus all dem leitet sich mit viel größerer Wahrscheinlichkeit ab, daß die Ursache dieser Verbiegungen in der Krystallsubstanz selbst zu suchen ist. Die kleinen Auslöschungsschiefen auf 010 und der oft sicherlich viel kleinere Winkel V als 20° in den äußeren Zacken lehrt, daß diese Augite hinneigen zur Gruppe der Enstatitaugite, die kürzlich in sehr

[1]) Siehe hierzu: Über Biegungserscheinungen am Feldspat und Pyroxen. Van Werveke, N. J. f. Min. etc., 1883, II, 97. G. Link, Mitt. d. Komm. f. d. geol. Landes-Unters. v. Elsaß-Lothringen. Bd. I, Straßburg 1887.

ausführlicher Weise W. Wahl[1]) behandelt hat. — Schon bei den Hypersthenbasalten wurde auf die auch sonst öfter gemachte Beobachtung der Tatsache hingewiesen, daß in der Terminalendigung dem rhombischen Pyroxen die Umwachsung durch Augit entweder fehle oder mangelhaft entwickelt sei, wohl aber vorhanden sei und gut ausgebildet in der Vertikalprismenzone; die Richtungen der im monoklinen und rhombischen Pyroxen wirkenden Krystallisationskräfte sind im letzteren Falle eben parallel, nicht parallel aber im ersten Falle, wenn wir etwa als einfachste Resultierende zusammengehöriger Kraftlinien die Flächennormale annehmen. Aber auch in den Fällen des Vertikalprismas würden die parallelen Kraftlinien des rhombischen und monoklinen Pyroxens zusammengenommen nicht jenen starken Effekt in ihrer Wirkungssphäre haben wie bei einem Krystall von monoklinem oder rhombischem Pyroxen allein bei gleicher Krystalldicke.

Würde nun in die monokline Augitsubstanz auch rhombische Pyroxensubstanz gezwängt etwa in Form fester Lösung, so würden der letzteren Krystallisationskraftlinien jene des Augit beeinträchtigen und schwächen. Darauf dürften auch die früher bei den Hypersthenbasalten besprochenen schlechten Entwicklungen mancher Augite, die bisweilen durch zarte Streifung solchen Gehalt an rhombischem Pyroxen kund tun, ferner durch die kleinere Auslöschung $c\gamma$ und den kleineren Achsenwinkel, in der Terminalendigung zurückzuführen sein und darauf kann man auch in unserem Falle die geringe Tendenz der Einhaltung der krystallographischen Richtungen beim Wachsen des Krystalls zurückführen. Daß eine ziemliche Menge von rhombischem Pyroxen in die Augite hineingehen kann, zeigen die Analysen von Wahl und die Behandlung derselben Frage bei Vogt, der dartat, daß diese hineingehende Menge beschränkt sei. Daß letzteres zutrifft, beweisen auch Beobachtungen an den in Rede stehenden Gesteinsvorkommnissen, da die Hypersthene von einem Augitsaum umwachsen sind, der scharf abgesetzt ist; besonders klar sieht man dies auch an den Zacken in den Terminalen, welche Zacken dann das Phänomen der wandelnden Auslöschung besonders schön zeigen, und zwar nicht alle im selben Sinne, sondern in sehr wechselndem. Für die Ausscheidungsfolge und das Mengenverhältnis des in den Augit hineingehenden rhombischen Pyroxens gilt wohl die Regel, daß rhombischer

[1]) D. M., XXVI.

Pyroxen vor Augit, und zwar dem großen Teil nach ausfällt, der Rest geht in den monoklinen Pyroxen hinein. Man beobachtet diesbezüglich bei den für diese Frage in Betracht kommenden Euganeenbasalten, daß die rhombischen Pyroxenspindeln vornehmlich auf den Kern beschränkt sind. Doch dürfte dies nicht immer der Fall sein, wie beispielsweise auch bei den in Rede stehenden Augiten, wo zuerst zwar auch rhombischer Pyroxen, dann aber — wohl infolge von Übersättigung — ein an rhombischem Pyroxen ärmerer Augit auskrystallisierte, worauf der Rest des rhombischen Pyroxens in den Augit hineingehend folgte. Diese Annahme wird auch bestätigt durch die Auslöschungsschiefen unserer Augite in Kern und Hülle und durch die Experimente Pöschls (d. M., XXVI, 427), der bei Experimenten mit Enstatit-Diopsid nicht Typus IV Roozebooms, wie ihn Vogt (d. M., XXIV, 489) als normal nachwies für jeden Druck, sondern Typus V fand. — Übrigens findet sich auch selten Umwachsung des Augit durch rhombischen Pyroxen (Rosenbusch, Wülfing, I, 2, pag. 150). — Eine solche Anreicherung an rhombischem Pyroxen im Hüllaugit mag also auch für unsere Augite gelten. — Überhaupt dürfte ein großer Teil der Diabasaugite sein geringes Wachstumsvermögen verdanken der Beimischung von rhombischem Pyroxensilikat, was manche Beobachtungen bestätigen. Hierbei würde den in der Tiefe erstarrten Augiten bei gleichem rhombischen Pyroxengehalt ein ungestörteres Wachstum zukommen, da viele Beobachtungen lehren daß unter hohem Druck auch ganz fremdartige Substanzen in Form fester Lösung ins Krystallgebäude hineingehen, die dann später ausfallen.

Auch bei der Verwachsung von Plagioklas und Orthoklas, ferner bei Mikroklinen und Anorthoklasen scheinen ähnliche Verhältnisse zu herrschen, für die Frage der Bevorzugung jener Richtungen, die in beiden Mineralen || sind, bei || Verwachsung sicher, für die zweite Frage der größeren oder geringeren Krystallisationskraft der reinen Glieder und derer, die beide vereint krystallisieren lassen, mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit.

3h. Den Hypersthen- und Ophitbasalten verwandte Gesteine.

Gruppencharakteristik.

Diese Gesteinsgruppe hat manche Eigentümlichkeiten der oben genannten zwei Basalttypen (3 g α, 3 g β) in größerem oder geringerem Maße ausgebildet, ohne jemals das typische Aussehen derselben zu

erlangen; auch mit den früher genannten Basaltgruppen hat sie keine Ähnlichkeit. Die Gruppe enthält mehrere voneinander etwas verschiedene Gesteine. Das an 91. Stelle genannte Gestein vermittelt in mancher Beziehung den Übergang zwischen den Basalten mit zweierlei Augit und den Ophitbasalten. Die folgenden Gesteine sind im chemischen Bestand wohl ziemlich gleich den Ophit- und Hypersthenbasalten, doch dürften sie eine geringere Menge Augit enthalten.

Einzelvorkommnisse.

91. Von Castelnovo zieht zum Schivanojabach ein auf der Militärkarte nicht verzeichneter Graben, an dem (zirka 100 *m* tiefer als Castelnovo) ein Gehöft steht, bei dem folgendes Gestein auftritt.

Das Gestein schließt sich enge an die Ophitbasalte an in struktureller Beziehung, in der Komponentenausbildung und den Umwandlungsprodukten, ist aber doch dadurch etwas verschieden, daß Augitindividuen als Einsprenglinge auftreten; sehr selten erscheint hierbei ganz schwach grünlicher Augit, wodurch der oben genannte Übergang zu den Basalten mit zweierlei Augit angedeutet wird im Verein mit dem Fehlen der Plagioklaseinsprenglinge. Die Struktur ist hypokrystallinporphyrisch-ophitisch.

Augit in ziemlich vielen fast farblosen, selten schwach grünlichen, bis $^1/_2$ *mm* großen, krystallographisch schlecht begrenzten Einsprenglingen, die erfüllt sind von Erz- und Glaseinschlüssen, also nicht viel früher als vor der Effusionsperiode entstanden sind. Einmal fand sich ein ganzer Knäuel solcher Individuen. In der äußeren Randpartie dieser Einsprenglinge sitzen auch schon eingeschlossene Plagioklasmikrolithe. Bestimmungen: $c\gamma\,(\upsilon > \rho)$ 42°, 43°. — D. d. D. $\rho > \upsilon$. — A. A. $\upsilon \geqq \rho$. — A. B. $\rho \gg \upsilon$. — $V_{\text{(beide Achsen im Gesichtsfeld)}}$ 23·3°, $V_{(16\cdot6,\ 10\cdot3)} = 27^1/_3{}^\circ$. Sehr spärlich war auch rhombischer Pyroxen vorhanden, da ein zarter Augitrahmen eine Pseudomorphose umgibt, die besteht aus Carbonat und Resten eines homoachsen Blätterminerals = $H\gamma$.

Grundmasse bestehend aus Plagioklas in bis $^1/_{10}$ *mm* breiten Leistchen,

	⊥ MP	Kern	An	Rand	An
a	1	34	58%	10	28%
	1′	31	—	—	—
b	1	33	57%	13	29%
	1′	31	—	—	—

— Zonarstruktur allmählich verlaufend, —

schwach bräunlichen feldspatdurchspickten Augitkörnchen, Titaneisen in bis $^1/_2$ *mm* großen zackigen Täfelchen, ebensoviel Magnetit; beide auch in winzigsten Pünktchen, spurenweise Apatitnädelchen. Glas war zwischen den Komponenten ziemlich stark entwickelt und ist jetzt umgewandelt zu Rγ (n$<$Canadabalsam), ferner Hyalith, der in mikroskopischen Träubchen und Kügelchen erscheint, auch Carbonat ist vorhanden, vornehmlich aber in ehemaligen Gesteinshohlräumen, um die die Grundmasse skelettig entwickelt ist; manche Mandeln enthalten auch Rγ.

Ausscheidungsfolge: Rhombischer Pyroxen, Erze; wenig später Augit, dann Plagioklas und Apatit. Die Gemengteile krystallisieren mit Ausnahme des rhombischen Pyroxens bis zum Schluß der Gesteinsverfestigung.

92 *a)* Südsüdwestlich Teolo C. Ba(gn)ago . . . [0, —28] steht nahe (östlich) einem Trachytgang ein stellenweise $^1/_2$ *m* mächtiger Basaltgang an.

Das graubräunliche Gestein mit vielen hanfkorn- bis erbsengroßen, meist flachen carbonaterfüllten Mandeln enthält keine Einsprenglinge außer einem etwa 2 *mm* großen bräunlichen pleochroitischen blättrigen Gebilde, das am wahrscheinlichsten Hγ ist, also von rhombischem Pyroxen abstammt.

Das Gestein besteht aus zahllosen Plagioklasleistchen bis $^1/_5$ *mm* breit,

$\perp$ MP		Kern	An	Rand	An
a		32$^1/_2$	58%	15	30%
b		34	60%	15	30%
c	1	31$^1/_2$	57%	—	—
	1′	32	—	—	—

— Zonarstruktur auf den Rand beschränkt, —

etwas weniger, erst mit Obj. 3 gut sichtbaren farblosen Augitnädelchen, bis $^1/_4$ *mm* großen braunvioletten durchscheinenden regelmäßig entwickelten Titaneisentäfelchen, viel weniger Magnetitkryställchen und verhältnismäßig wenig sehr zarten Apatitnädelchen. Ehemaliges Glas ist in den Zwickeln der Komponenten noch erhalten (11 gelbgrün. Übergang nach grasgrün s Sch. d. 27 μ, wenig $>$ Canadabalsam), bisweilen findet sich darin Opal; selten, und zwar vornehmlich an den Wandungen der zahlreichen Mandeln, sind bis $^1/_{10}$ *mm* große Tridymittäfelchen entwickelt; manche sind bereits pseudo-

morphosiert in Quarz. Alle Mandeln sind erfüllt von Kalk, selten von Opal, welch ersterer in geringem Maße auch das Glas verdrängt hat.

92 *b)* Jedenfalls als Fortsetzung des eben besprochenen Gesteinsganges findet sich C. Ba(gn)ago ... [0, — 20] ein Gang, etwa $^1/_2$ *m* mächtig.

Das bräunliche, sehr feinkörnig erscheinende Gestein enthält bis $^1/_2$ *cm* breite, flache, langgezogene Mandeln, erfüllt von Chalcedon (nach Härte, Brechungsexponent; radialfaserig mit α in der Längsrichtung bei mäßig hoher Doppelbrechung) und Carbonat, ferner Einsprenglinge bis 1 *cm* lang von Labrador (nach der Auslöschung auf P an Spaltblättchen und nach der Immersionsmethode), jedoch höchst vereinzelt bei hypokrystallinporphyrischer Struktur. Im Schliff findet sich nur ein 1 *cm* langer, stark korrodierter Plagioklas nahe || M mit einem Kern, der fast frei ist von Einschlüssen, dagegen einer schmalen Hülle, die sehr reich ist an solchen. Die Korrosionsschläuche am Außenrand des Kerns sind häufig sehr schmal und stark verzweigt. Kern —10 ... 43% An, Hülle —21 ... 60% An, Rand + 7 ... 19% An. Weiters findet sich im Schliff ein vereinzelter, 1 *mm* großer, sehr schwach grüngrauer, stark korrodierter, im Kern fast einschlußfreier Augit mit einschlußreicher Hülle. Sonst gleicht das Gestein dem vorigen.

Plagioklas:

⊥ MP		Kern	An	Rand	An
a	1	30	55%	12	28%
	1′	30		—	
b		29	54%	—	—
|| M		—22	62%	+8	18%

— Zonarstruktur allmählich verlaufend —

Augit: $c\gamma(v>\rho)$ 44, 46. — A. A. $v \geqq \rho$. — A. B. $\rho > v$. — $V_{(23\cdot5,\ 0\cdot7)} = 24\cdot5°$. Ehemaliges Glas ähnlich dem vorangegangenen Gestein ist großenteils umgewandelt in $R\gamma$ ($n <$ Canadabalsam, kaum pleochroitisch), welches auch gern sitzt am Rande der Carbonatmandeln; öfters ist es aber schon von Carbonat verdrängt. Manchmal findet sich auch andeutungsweise eine ähnliche skelettartige Grundmassenausbildung um die Mandeln wie bei den vorangegangenen zwei Basaltgruppen. Auch hier finden sich mikroskopische Tridymittäfelchen (Bestimmung nach der Immersionsmethode).

93. Südwestlich Teolo C. B(a)gnago ... [0, — 16] ist nur eine kleine Strecke weit in Tertiärmergeln aufgeschlossen in einem Graben ein schmaler Gang. Chemisch wohl ziemlich identisch den vorangegangenen zwei Gesteinen ist die Ausbildung des Augits des Gesteins nicht eine nadelige, sondern mehr körnige. Das graubraune Gestein enthält wenige hanfkorngroße Carbonatmandeln mit skelettiger Grundmasseausbildung herum; die Gesteinsstruktur ist sonst versteckt porphyrisch, hypokrystallin, mit Hinneigen zur Ophitstruktur.

Im Schliff ist nur ein unter 1 *mm* großer Plagioklas vorhanden, nur annähernd ⊥ MP 30°; das Gestein ist sonst aufgebaut aus bis $^1/_2$ *mm* breiten Plagioklasleistchen.

	⊥ MP	Kern	An	Rand	An
a	1	35	62%	12	28%
	1′	35	—	—	—
b	1	30	55%	—	—
	1′	30	—	—	—
c		30	55%	14	29%

— Zonarstruktur allmählich verlaufend, selten mit basischer Rekurrenz —

Augit mäßig stark entwickelt in Körnern und kurzen Prismen, wenige 0·01 *mm* breit, Magnetit in bis $^1/_{10}$ *mm* großen, gut ausgebildeten Kryställchen, ebenso das viel weniger häufige Titaneisen, ferner zarte Apatitnädelchen in mäßiger Menge. Mikroskopische Tridymitkryställchen trifft man an in dem Grundmasseglas und an den Mandelrändern. Das ehedem ziemlich reichlich entwickelte honiggelbe bis braune Glas ist umgewandelt in Rγ (n > Canadabalsam).

94. Südwestlich Teolo E. Bagnag(o)... [5, —3] steht in Tertiärmergeln schlecht aufgeschlossen ein Gang an von unbedeutender Mächtigkeit.

Das graubraune Gestein enthält wenige hanfkorngroße Carbonatmandeln mit dem einen oder anderen Einsprengling von Plagioklas. Diese bis einige Millimeter groß werdend, einschlußarm, sind Labrador, etwas korrodiert, mit schmaler einschlußreicher Hülle, auf welche eine Zone folgt, die an der Innenseite bald mehr, bald weniger An-Substanz enthält als der Kern. Ehemals dürfte auch etwas rhombischer Pyroxen vorhanden gewesen sein.

Die Grundmasse besteht aus wenigen 0·01 *mm* breiten Plagioklasleistchen = der Hülle der großen Einsprenglinge,

	MP	Kern	An	Rand	An
a	1	34	62%	—	31%
	1′	36	—	16	—
b	1	33	59%	—	36%
	1′	32½	—	22	—
c		33	59%	—	—

— Zonarstruktur im Kern der großen Einsprenglinge nicht vorhanden, beginnt in den Grundmassemikrolithen auch erst am Rand — bräunlichem Augit in bis $^1/_{10}$ *mm* breiten Körnern und kurzen Krystallen (cγ 46, 45), Magnetit und gleich viel Titaneisen in bis $^1/_{10}$ *mm* großen Kryställchen und Gruppen, auch in winzigsten Skelettformen, Apatit in erst mit Obj. 7 gut sichtbaren Nädelchen. Glas in den Zwickeln der Gemengteile war ziemlich viel vorhanden (braungelb, < Canadabalsam), großenteils aber ist es limonitisch geworden, enthält auch dunkelgrüne, schwach doppelbrechende, chloritische Masse und etwas Opal; zum Teil wurde es von Carbonat verdrängt, das sich ja auch in den Mandeln findet, die sich in ähnlicher Weise verhalten wie bei G. 93.

Das vorliegende Gestein zeigt auch Differenzierungserscheinungen, indem ein 3 *mm* breiter viel weniger, gut auskrystallisierter, sonst aber nicht verschiedener Streif durch den ganzen Schliff zieht.

95. Südwestlich Teolo, von dem Haus C. Bag(n)ago . . . [0,5] (A. a. d. R. K.) 40 Schritte nordwestlich, steht in Tertiärmergeln ein wenig mächtiger Gang an.

Das graue, mit winzigen, selten hanfkorngroßen Carbonatmandeln durchzogene Gestein enthält wenige bis 2 *mm* große Einsprenglinge von Bytownit (deutlicher optischer (—) Charakter, Lichtbrechung > Canadabalsam), ferner wenige größere Erzkörner bei hypokrystallin-porphyrischer Struktur.

Die Grundmasse gleicht der des vorangegangenen Gesteins.

Plagioklas:

	MP	Kern	An	Rand	An
a	1	33	58%	19	32%
	1′	31	—	—	—
b	1	34½	62%	—	27%
	1′	35	—	11	—

Zonarstruktur wie früher.

Bräunlichvioletter Augit gleich dem des vorigen Gesteins $c\gamma$ 45°. Statt ehemaligen Glases in den Komponentenwinkeln erscheinen großenteils $R\gamma$, ferner limonitische Produkte, sehr viel Opal und Carbonat. Mandeln voll von letzteren zeigen wie auch manche Schliffstellen die skelettige Grundmassenausbildung, wobei aber fast gar kein Pyroxen entwickelt ist.

Ausscheidungsfolge: Erze und Plagioklas ziemlich gleichzeitig, dann Augit und Apatit. Alle Gemengteile krystallisierten bis zum Schlusse der Gesteinsverfestigung.

96. Südwestlich Teolo, 80 Schritte nördlich dem Haus C. Bag-(n)ago ... [0, 5] (Wohl auch a. d. R. K.) am Weg steht ein schmaler Gang in den Tertiärschichten an.

Das Gestein unterscheidet sich kaum von den zwei vorangegangenen, wenn ihm auch größere Plagioklaseinsprenglinge fehlen.

Die meisten Plagioklasleistchen sind nur etwa $^1/_{10}$ *mm* breit.

	MP	Kern	An	Rand	An
a	1	35	63%	20	32%
	1′	35	—	17	—
b	1	35	62%	—	36%
	1′	34	—	23	—

— Zonarstruktur wie früher —

Augit wie früher $c\gamma$ 45°.

Mikroskopische Tridymitkryställchen finden sich spärlich; mehrere Millimeter große vereinzelte Mandeln enthalten Carbonat, an der Wandung gerne Opal, der manche Mandeln gänzlich erfüllt; manche Mandel enthält über Opal Chalcedon, darüber Quarz.

XIX. Notizen.

Versuch einer Achsenwinkelmessung in einem Mittellinienschnitt.

Von H. Tertsch.

Allbekannt ist das Öffnen und Schließen des schwarzen Kreuzes in dem Schnitt eines zweiachsigen Krystalles, welcher eine Mittellinie austretend zeigt. Aus der Schnelligkeit, mit der die schwarzen Barren aus dem Gesichtsfeld wandern, kann man entnehmen, ob man es im gegebenen Falle mit einer ersten oder zweiten Mittellinie zu tun hat. Ausgenommen ist der Fall, wo $2V = 90^\circ$ ist und eine Unterscheidung von spitzer und stumpfer Bissectrix wertlos ist. Die von Becke[1]) gegebene Darstellung konoskopischer Verhältnisse läßt erkennen, daß zwischen dem rascheren oder langsameren Öffnen des Kreuzes bei gleich großer Drehung des Objektes und dem Achsenwinkel ein einfacher und eindeutiger Zusammenhang bestehen muß. Schon M. Levy[2]) hat diesen zu einer Tabelle für Achsenwinkelwerte in einem Mittellinienschnitt ausgewertet. Die vielseitige Verwendung, deren Beckes Zeichentischmethode fähig ist, ließ den im nachstehenden dargelegten Weg einschlagen.

Das konoskopische Bild einer Mittellinie. Vor allem ist festzuhalten, daß sich das Interferenzbild in einer Ebene (in der rückwärtigen Brennebene des Objektives) abbildet und daß aus diesem Grunde die Gesetze der ebenen Geomterie in Anwendung kommen, daß also, wie in den Interferenzfiguren selbst, Tangenten an Stelle von Bogen treten. Man erhält jene orthogonale Projektion der Schwingungsrichtungen, welche Becke in der zitierten Abhandlung als Skiodromennetz bezeichnet und dessen Aussehen die Fig. 1 der gleichen Arbeit allgemein repräsentieren kann. Gegenüber der zentrisch austretenden Mittellinie verlaufen die in dieser Projektion als Ellipsen und Hyperbeln auftretenden Skiodromen disymmetrisch. Schon der Vergleich mit der am gleichen Ort gegebenen Fig. 4 lehrt, daß bei Zunahme des Achsenwinkels ein viel größerer Teil von Skiodromen in der Mitte mit den Schwingungsrichtungen der Nikole in der 90°-Stellung nahezu oder vollständig parallel läuft. In dem Maße, in welchem hierdurch das Mittellinienbild verschwommen wird, wandern auch die Isogyren rascher aus dem Gesichtsfeld, sobald man sich durch Drehung von der Kreuzstellung entfernt. Da die Skiodromen bei verschiedenen Achsenwinkeln (2 V) verschieden sind, muß eine Schätzung von 2 V auch in Mittellinienschnitten möglich sein, wenn es gelingt, für verschiedene Punkte des Gesichtsfeldes die Schwingungsrichtungen zu fixieren.

Man kann sich leicht überzeugen, daß eine Linie parallel zur Achsenebene, mag sie mehr oder weniger vom Mittelpunkt abstehen, immer eine Äquatorial-Skiodrome an 2 Stellen durchschneidet, welche gleich weit von der Medianebene (parallel β = optischer Normale) entfernt sind und auch gleiche, wenn auch nach entgegen-

[1]) F. Becke: Die Skiodromen. T. M. P. M., Bd. XXIV, 1904, pag. 1 ff.

[2]) M. Levy: Minéraux des roches.

gesetzten Seiten gerichtete Auslöschungsgrößen zeigen. Geht diese Schnittlinie schief, dann trifft man in einer Skiodrome auf ungleiche auslöschende Punkte, oder bei gleichem Abstand von der Medianebene auf ungleiche Skiodromen. Jedenfalls sind diese beiden Punkte nicht mehr direkt vergleichbar. Diese für genau zentrisch austretende Mittellinien gültigen Sätze werden gestört, sobald die Mittellinie exzentrisch liegt, wohl weitaus der häufigste Fall. Das konoskopische Bild ist dann nicht mehr disymmetrisch mit Achsenebene und Medianlinie (β) als Symmetrielinien, und die Skiodromen sind keine einfachen Kurven mehr. Gleichwohl zeigt es sich, daß erst eine ziemlich kräftige Verschiebung der Bissectrix aus der Bildmitte das ursprüngliche Bild so verzerrt, daß praktisch der obige Gedankengang unhaltbar würde. Für nicht allzu stark exzentrisch liegende Mittellinien kann man deshalb noch immer den Satz gelten lassen, daß parallel zur Achsenebene gezogene Linien (= „Skiodromensekanten") gleiche Skiodromen in Punkten mit korrespondierenden (gleichen) Auslöschungen treffen.

Verwendung korrespondierender Punkte zur Konstruktion. Die Fresnelsche Regel gestattet, für jeden Punkt des Krystalles die Auslöschung zu bestimmen, sobald die Achsenlage bekannt ist. Hier aber kennt man einen Punkt und sein Auslöschungskreuz, wo liegen die Achsen? Nachdem bloß gefordert wird, daß die Auslöschung, d. i. Schwingungsrichtung im gegebenen Punkte, jenen Winkel halbiert, dessen Schenkel direkt zu den Achsen hinführen, deren Lage aber nicht bekannt ist, ergibt sich von selbst, daß ein Punkt mit seiner Auslöschung nicht genügt, da es unendlich viele Winkel gibt, bei der die Auslöschung die Rolle der Winkelhalbierenden spielt. Wesentlich anders wird die Sache, sobald man einen korrespondierenden Punkt heranzieht, wobei nach obigem jene Punkte als korrespondierend anzusehen sind, welche auf der gleichen Äquatorialskiodrome sitzen und gleiche, mit entgegengesetzten Vorzeichen versehene Auslöschungen haben.

Geht man von einem fixen Achsenwinkel aus und führt man für zwei korrespondierende Punkte die Fresnelsche Konstruktion aus, so ersieht man sofort, daß die von den Auslöschungsrichtungen halbierten Winkel für beide Punkte gleich sein müssen, da ihre Schenkel zu den gleichen Achsen hinführen müssen und die Winkel selbst zur Medianebene symmetrisch gelagert sind. Bezeichnet man einen solchen, durch die Schwingungsrichtung halbierten Winkel mit $\sphericalangle 2\psi$, dann gelten obige Erwägungen natürlich auch für $\sphericalangle \psi$, jenen Winkel, der zwischen der gegebenen Auslöschungsrichtung und einem Schenkel, der in seiner Verlängerung eine Achse erreicht, eingeschlossen liegt. Es ergibt sich folgende einfache Konstruktion. Zwei Punkte mit ihren Auslöschungen und eine zur Verbindungslinie der Punkte (Skiodromensekante) parallele Gerade = Achsenebene sind gegeben. (Im Interferenzbild erscheint die A.-E. als Gerade). Es ist jener Punkt in der Geraden zu suchen, dessen Verbindungen mit den korrespondierenden Punkten B und b gleich große Winkel gegen die Auslöschungen ($\sphericalangle \psi$) einschließen. Man bringt die Schwingungsrichtungen zum Schnitt und legt durch diesen Punkt, wie auch durch B und b einen Kreis. Wo dieser die Gerade = Achsenebene schneidet, liegen jene Punkte, welche der Bedingung entsprechen (die optischen Achsen), Fig. 1. Die in der Ebene des Interferenzbildes[1])

[1]) Ein Versuch, direkt in die stereographische Projektion einzugehen mit Umgehung der Tangenten, mißlang völlig, da die aufgestellten Sätze für die Sphärik gar nicht gültig sind. Man muß demnach die Achsenpunkte erst in der Ebene des Interferenzbildes suchen, ehe an eine stereographische Projektion geschritten werden kann.

ausgeführt gedachte Konstruktion muß zur Auswertung der Winkelgrößen in eine sphärische Projektion übertragen werden, d. h. man sucht jene Großkreise auf, welch von den konstruierten Schenkeln tangiert werden. Wo diese den die Achsenebene darstellenden Großkreis treffen, liegen die Achsenpunkte.

Fig. 1.

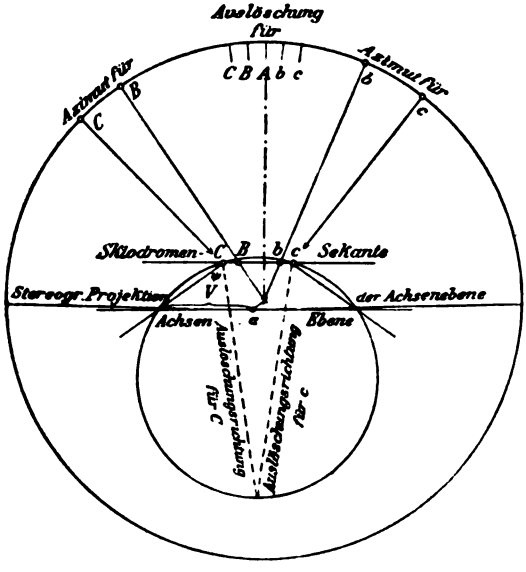


Fig. 2.

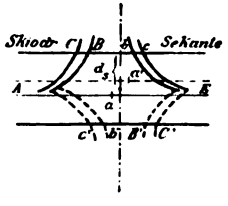
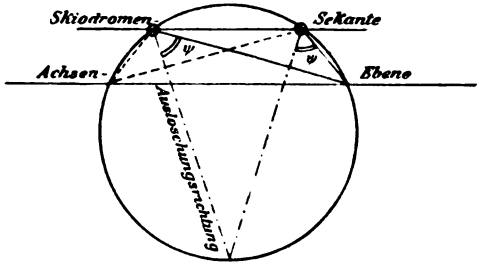


Fig. 3.



Aufsuchen korrespondierender Punkte. Die tatsächliche Beobachtung bezweckt das Aufsuchen brauchbarer Punkte. Zu diesem Zwecke zeichnet man unter Verwendung des Beckeschen Zeichenapparates zunächst bei gleicher Stellung von Objekt und Zeichentisch die Mittellinie in der Kreuzstellung (A). Auf die Lage der Achsenebene ist besonders zu achten. Dann dreht man den Objekttisch um eine bestimmte Winkelgröße (z. B. 5°) nach der einen Seite und zeichnet mit möglichster Genauigkeit auf dem parallel eingestellten Zeichentisch die Isogyre nach. Wird nun Präparat und Zeichentisch um genau gleich viel Winkelgrade nach der entgegen-

gesetzten Seite von A gedreht, so erhält man die Zeichnung der zur ersten Barre korrespondierenden Isogyre, also die B und b enthaltenden Kurven. In diesen beiden Linien müssen die korrespondierenden Punkte liegen, denn es sind jene Kurven, deren Punkte alle die gleiche Auslöschung haben. Zieht man eine zur Achsenebene parallele Gerade, so erhält man in ihren Schnittpunkten mit beiden Kurven jene Punkte, welche zu obiger Konstruktion herangezogen werden müssen. Absolut richtig ist dies nur für zentrisch austretende Mittellinien, annähernd auch für exzentrisch liegende, sobald ihre Schieflage nicht zu bedeutend ist. Am genauesten erfolgt die Konstruktion, wenn die Punkte B, b weit auseinander liegen, die Skiodromensekante ist dann nur wenig von der Achsenebene entfernt. In diesem Fall werden aber die Isogyren unter sehr spitzen Winkeln geschnitten, was eine große Fehlerquelle birgt. Der mittlere Teil der Barren ist gewöhnlich wegen der Mittelliniennähe verschwommen und bleibt jener Teil übrig, der nahe der Medianlinie $\| \beta$ liegt. Man zieht also zweckmäßiger die Skiodromensekante in ziemlichem Abstand von der Achsenebene. Natürlich wird man sie nicht bis an den Rand des Gesichtsfeldes verschieben, da dort elliptische Polarisation auftritt. Am vorteilhaftesten wählt man einen Abstand von etwa $^2/_3\, r$ des Bildkreises gegenüber der Bildmitte.

Verlauf der Messung. Nach Eintragung der Kreuzstellung A und der B und b enthaltenden Kurven kann man häufig bei weiterer analoger Tischdrehung (etwa um den doppelten Winkel gedreht) noch zwei weitere Isogyren einzeichnen, welche die korrespondierenden Punkte C und c enthalten. Benützt man letztere zur gleichen Konstruktion, so erhält man eine scharfe Kontrolle. Da bei Drehung des Zeichentisches um 180° (zur Bestimmung der Bildmitte) die ganze Linienserie wiederholt werden muß, empfiehlt es sich, nur eine Hälfte des Interferenzbildes, etwa die ober der horizontal liegenden Achsenebene befindliche zu zeichnen. Außerdem ist es vorteilhaft für die Eintragung dieser Hälfte, in der um 180° verwendeten Lage des Zeichentisches einen anders gefärbten Ölkreidestift zu verwenden, damit das Bild nicht zu verwirrt werde. Diese Messungen müssen der unvermeidlichen Zentrierungsfehler wegen öfters wiederholt werden.[1]) Diese so gewonnenen Zeichnungen (Fig. 2) werden dann auf ein gemeinsames Blatt übertragen. Man zieht in jedem Zeichenblättchen die Verbindungslinie der im allgemeinen nicht zusammenfallenden Mittellinienpunkte, halbiert diese und legt durch den so gewonnenen Bildmittelpunkt eine Parallele zu der zweimal (in der ersten und in der um 180° verwendeten Lage) gezeichneten Achsenebene. Darauf errichtet man im Mittelpunkte noch eine Normale zu A-E, gleichzeitig die Auslöschungsrichtung der Kreuzstellung. Weiters zieht man sich in einem nach obigen Gesichtspunkten gewählten, willkürlichen (in allen Zeichenblättern gleich bleibenden) Abstand beiderseits der Bildmitte eine Parallele zur Achsenebene und die Punkte, wo diese Skiodromensekante die Kurven durchschneidet, werden markiert. Die Übertragung auf ein Blatt erfolgt am besten unter Benützung des Wulffschen Netzes mit darüber gelegter Pause. Man bezeichnet die Ausgangsstellung (Achsenebene $\|$ Äquator) und jene Punkte des Grundkreises, welche durch die verlängerte Verbindungslinie vom Bildmittelpunkt und den abgesteckten Kurven-

[1]) Dreht man das Objekt um 180° und verfährt nach obigem, so erhält man ein Spiegelbild der ersten Lage. Dem kann man entgehen, wenn man dann die untere Hälfte zur Abzeichnung bringt.

punkten (B, b) getroffen werden.[1]) Das Mittel aus den Eintragungen mehrerer Zeichenblätter gibt dann die Richtungen für B und b bzw. C und c. Rechts und links vom Pol der Ausgangsstellung werden die vorgenommenen Winkeldrehungen eingetragen, wobei immer der Auslöschungswinkel und die zugehörige Kurve nach der gleichen Seite hin liegen. In ähnlicher Weise fixiert man die eventuell exzentrisch austretende Mittellinie, wobei es sich empfiehlt, die Neigungswinkel der Bissectrix für jedes Blatt gesondert einzutragen und die resultierende Lage zu konstruieren. Weiterhin mißt man die linearen Abstände der Mittellinienpunkte und Skiodromensekanten und berechnet aus diesen ($2\,d_M$ und $2\,d_S$) dann mit Hilfe der Instrumentkonstante und des Brechungsexponenten β (genügt 1 oder 2 Dezimalen) die wahren Winkelabstände gegenüber der Bildmitte ($d = \sin \omega \,.\, \beta$). Dadurch ist in der stereographischen Projektion die Mittellinie bestimmt, durch die man eine Parallele zum Äquatorialdurchmesser, entsprechend der Achsenebene zieht. In dem berechneten Abstand für die Skiodromensekante wird auch diese als Parallele zu A-E in die sphärische Projektion eingetragen.

Man könnte auch zunächst ausschließlich mit den linearen Distanzen arbeiten, hat aber dann keinen so bequemen Übergang zur Auswertung von 2 V, weshalb sich der vorgeschlagene Weg empfiehlt.

Wo die Skiodromensekante die Richtungslinie für B, b usw. durchsetzt, liegen die verlangten Punkte winkelgetreu bestimmt. Die Radien, welche zu den die Auslöschung bezeichnenden Punkten des Grundkreises führen, geben die für die entsprechenden Punkte gültigen Schwingungsrichtungen. Werden diese Richtungen parallel verschoben, bis sie durch die zugehörigen Punkte gehen, so ist damit die für den Punkt geforderte Auslöschungsrichtung gegeben.

Hat man die Schwingungsrichtungen in B und b konstruiert, so liefert deren Schnittpunkt in Verbindung mit den beiden korrespondierenden Punkten die Möglichkeit für die Konstruktion des zur Bestimmung des $\sphericalangle \psi$ dienenden Kreises. Wo dieser eindeutig bestimmte Kreis die Gerade, welche der Achsenebene entspricht, durchschneidet, liegen jene Punkte, welche mit B beziehungsweise b verbunden die Richtung des zweiten Schenkels des $\sphericalangle \psi$ angeben. Das sind aber Tangenten, welche in den korrespondierenden Punkten an jene Großkreise gelegt werden, die zu den Achsenpunkten hinführen. Man hat also jetzt durch die Mittellinie den Achsenebenengroßkreis der stereographischen Projektion zu legen und wo die durch die Tangenten in B und b bestimmten Großkreise die Achsenebenenprojektion durchschneiden, liegen die wahren Achsenpunkte (Fig. 3).

Das Wulffsche Netz gestattet bei seiner Benützung eine für die ganze Konstruktion hinreichende Genauigkeit und an dem Großkreis der Achsenebene kann man gleich den Winkel zwischen der Mittellinie und den konstruierten Achsenpunkten ablesen ($\sphericalangle$ V). Theoretisch sollten diese unbedingt gleich sein. Die unvermeidlichen Messungsfehler bringen Differenzen mit sich, welche besonders bei der Heranziehung analog gefundener Werte bei zwei weiteren korrespondierenden Punkten (C und c) vier Werte liefern, deren arithmetisches Mittel die Größe von V darstellt.

[1]) Am besten erhält man diese Richtungen durch Verbindung der beiden um 180° verwendeten Lagen des gleichen Punktes (BB' und bb'). Geht diese Linie nicht durch den Mittelpunkt (infolge Beobachtungsfehler), genügt eine Parallelverschiebung, bis dies erreicht ist.

Am besten gelingen die Messungen bei zentrischen Mittellinien, oder wenn wenigstens die Achsenebene zentral verläuft. Der ungünstigste Fall ist völlige Schieflage der Bissectrix; die Fehler steigern sich beträchtlich. Im allgemeinen darf der scheinbare Abstand der Mittellinie von der Bildmitte 15° nicht übersteigen, soll die Messung noch einen Sinn haben. Dabei muß der gemessene Achsenwinkel immer reduziert werden, da man ihn bei exzentrischen Mittellinien zu hoch bekommt. Becke hat eine diesbezügliche Tabelle[1]) zusammengestellt, welche den Mittellinienabstand in der Richtung der Achsenebene zur Korrektur von V verwendet. Diese Tabelle muß herangezogen werden.

Messungsbeispiele. 1. Ein Muskovit, dessen Achsenwinkel mit dem Schraubenmikrometerokular unter Verwendung von $n = 1{\cdot}6$ zu $2V_\alpha = 41°$ bestimmt wurde, zeigte eine zentrische Mittellinie, welche trotz der im Gesichtsfeld austretenden Achsen nach obiger Methode behandelt wurde. Die gefundenen Werte von V waren für die Punkte B und b $20^1/_2°$ und 21°, für C und c genau die gleichen. Mittel demnach $V = 20^3/_4°$, und $2V_\alpha = 41^1/_2°$. Als Drehungswinkel wurde bei B (b) $\pm 5°$ und bei C (c) $\pm 10°$ von der Kreuzstellung aus gewählt.

2. Die Hornblende aus dem Essexit von Montreal[2]) ergab als Durchschnitt mehrerer, in anderer Art vorgenommener Messungen $2V_\alpha = 70^1/_2°$. Ein Schnitt $\perp \alpha$ lieferte eine zwar fast genau zentrale Achsenebene, aber einen wahren Abstand der Mittellinie von 4° gegen die Bildmitte ($n = 1{\cdot}68$). Die Messung ergab die Werte $34^1/_2°$ und $37^1/_2°$ für B, b, $34^1/_2°$ und $38^1/_2°$ für C, c, demnach im Mittel $36^1/_4°$. Der Mittellinienabstand von 4° erforderte aber eine Verkleinerung von V bis auf $35^1/_2°$, demnach $2V_\alpha = 71°$. Drehungswinkel für B (b) $\pm 4°$, für C (c) $\pm 8°$.

3. Hornblende von Mt. Johnson. Dieser ungünstigste Fall (Fig. 2) zeigte eine exzentrische Mittellinie. Die Achsenebene lag ziemlich von der Bildmitte entfernt, was schon daran kenntlich ist, daß der wahre Abstand der Mittellinie gegenüber der Bildmitte 6° betrug, aber jener in der Achsenebene gelegene Abstand von der Medianlinie bloß 3°. Das Mittel der anderweitig vorgenommenen Achsenwinkelmessungen war 79°, $n = 1{\cdot}68$.

Nach der beschriebenen Methode ergaben sich für V die Werte: $36^1/_4°$, $35^3/_4°$, $40^3/_4°$, $42^1/_4°$, Mittel $= 38^3/_4°$, Korrektur für Mittellinienabstand von 3° ungefähr $^1/_2°$, daher $V = 38^1/_4°$, $2V_\alpha = 76^1/_2°$.

Drehungswinkel für B (b) $\pm 3°$, für C (c) $\pm 6°$.

Diese Beispiele mögen zeigen, daß sich die Methode zur angenäherten Bestimmung von 2 V verwenden läßt, wobei allerdings die Genauigkeit nicht zu weit getrieben werden kann und von der Lage der Mittellinie abhängt. Im äußersten Notfall aber und zur Kontrolle mag diese Messungsart gleichwohl gute Dienste leisten.

Deutsche mineralogische Gesellschaft.

Nachdem auf der Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte 1907 zu Dresden von Professor F. Berwerth die Anregung zur Begründung einer deutschen

---

[1]) Becke: Optische Untersuchungsmethoden. Denkschr. k. k. Akad. d. Wiss., Bd. LXXV, Wien 1904.

[2]) Tertsch: Optische Untersuchungen von Hornblenden und Titanit aus Essexit (Montreal). T. M. P. M., Bd. XXV, 1905, pag. 458 ff.

mineralogischen Gesellschaft gegeben worden war und diese Anregung lebhafte Zustimmung in einem Kreise dort versammelter Fachgenossen gefunden hatte, wurde noch in derselben Tagung ein vorbereitender Ausschuß (Berwerth in Wien, Brauns in Bonn, Linck in Jena) mit der Ausarbeitung der Satzungen und mit den nötigen Vorarbeiten betraut.

Auf der Tagung der deutschen Naturforscher und Ärzte in Köln im September 1908 wurde die neue Gesellschaft konstituiert.

Der Ausschuß besteht gegenwärtig aus folgenden Herren: Erster Vorsitzender: Max Bauer in Marburg, erster Stellvertreter: F. Berwerth in Wien, zweiter Stellvertreter: R. Brauns in Bonn, Schriftführer: G. Linck in Jena, Schatzmeister: C. Seligmann in Coblenz.

Die deutsche mineralogische Gesellschaft verfolgt das Ziel, die mineralogische Wissenschaft im weitesten Sinn zu fördern durch Vermittlung persönlicher Berührung ihrer Vertreter; ihre Haupttätigkeit wird in den nächsten Jahren in der Veranstaltung einer jährlich wiederkehrenden Versammlung mit wissenschaftlichen Vorträgen, Referaten und Demonstrationen bestehen, worüber ein gedruckter Bericht herausgegeben wird. Die nächste Jahresversammlung wird im Anschluß an die Naturforscherversammlung in Salzburg in der zweiten Hälfte September 1909 stattfinden.

Die Begründung einer solchen Gesellschaft ist mit lebhafter Sympathie zu begrüßen. Denn für die Mineralogen deutscher Zunge hat ein solcher Vereinigungspunkt gefehlt.

Wie die Begründung der Wiener Mineralogischen Gesellschaft in dem Kreise der Wiener Mineralogen die Tätigkeit auf dem Gebiete der Mineralogie gehoben, die Freunde des Faches gesammelt und neue hinzugewonnen hat, so wird es voraussichtlich der deutschen mineralogischen Gesellschaft gelingen, auf einen weit größeren Kreis befruchtend und fördernd zu wirken.

Wir begrüßen die neue Gesellschaft mit herzlichem „Glück auf!“ und freuen uns ganz besonders, die deutschen Fachkollegen heuer auf österreichischem Boden willkommen heißen zu können. F. Becke.

XX. Literatur.

Heim A.: Der Bau der Schweizer Alpen. — Neujahrsblatt d. naturf. Ges. auf d. Jahr 1908. 110. Stück. Zürich (Fäsi) 1908.

Derselbe: Geologische Nachlese. Nr. 19. Nochmals über Tunnelbau und Gebirgsdruck und über die Gesteinsumformung bei der Gebirgsbildung. — Vierteljahrschr. d. naturf. Ges. in Zürich. 53. Jahrg. Zürich 1908.

Heritsch F.: Über einen neuen Fund von Versteinerungen in der Grauwackenzone von Obersteiermark. — Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark. Jahrg. 1907. Graz 1908.

Hintze A.: Beiträge zur Petrographie der älteren Gesteine des Deutschen Schutzgebietes Kamerun. — Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1907., Bd. XXVIII, 2. Heft. Berlin 1907.

Johannsen A.: A key for the determination of Rock-Forming Minerals in thin Sections. — New-York (John Wiley) 1908.

Kalkowsky E.: Geologische Deutung des Nephrites von Gulbashen. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Festband 1907. Stuttgart 1907.

Derselbe: Der Korundgranulit von Waldheim in Sachsen. — Abh. d. nat. Ges. „Isis" in Dresden. Jahrg. 1907, 2. Heft.

Koch G.: Über einige der ältesten und jüngsten artesischen Bohrungen im Tertiärbecken von Wien. — Rektorsinaugurationsrede. Wien 1907. (Verl. Schworella.)

Leitmeier H.: Geologie der Umgebung von Kainberg im Sausal. — Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark. Jahrg. 1907. Graz 1908.

Navarro L. F.: Observaciones geol. en la Isla de Hierro (Canarias). — Mem. de la Real Soc. Espăn. d. Hist. Nat. Tomo V. Mem. 2. Madrid 1908.

New Zealand. Geol. Survey. Bull. No. 4. New Zealand 1907.

Osann: Über einen Enstatitaugit führenden Diabas von Tasmanien. — Zentralbl. f. Min. etc. Jahrg. 1907, Nr. 23. Stuttgart 1907.

Rosický V.: Über die Genesis der Kupfererze im nordöstlichen Böhmen. (Auszug aus dem böhmischen Texte.) — Bull. intern. de l'Acad. d. Sc. de Bohême 1906.

Register.

(A) = Analyse, (N) = Notiz, (V) = Vortrag.

A. Autorenregister.

Seite

Becke F.: Zur Unterscheidung ein- und zweiachsiger Krystalle im Konoskop (N) 177
— Über Myrmekit (V) . . . 377—390
Berg G.: Über krystalline Schiefer aus dem Las Animas Canyon südlich von Silverton. Col. . . . . 277—284
Boeke H. E. und F. Rinne: Über Thermometamorphose und Sammelkrystallisation . . . . . 393—398

Cornu F.: Studienreise auf die Faröer (V) 245

Doelter C.: Leitfähigkeit der Silikatschmelzen (V) 254

Görgey R.: Über Mesolith (V) . . . 255
Grosspietsch O.: Krystallographie und Optik des reinen Albit (Morro Velho und Grönland) . . . 353—376

Hampel J.: Über die chemische Konstitution des Augit aus der Paschkopole bei Boreslau (A) (N) 270

Seite

Hibsch J. E.: Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges. Bl. VII (Teplitz-Boreslau.) (A) . . . 1—104
Hillebrand S.: Aktinolith als sekundäre Bildung (A) (N) 272
Himmelbauer A.: Resultate der Ätzmethode beim Kupferkies . 327—352

Koechlin R.: Hausmannit- und Braunitkrystalle von Brasilien (V) . . . 259
Kreutz St.: Pargasit von Grenville, Canada und von Pargas in Finnland (A) 247

Lehmann E.: Petrographische Untersuchungen an Eruptivgesteinen von der Insel Neupommern unter besonderer Berücksichtigung der eutektischen Verhältnisse pyroxenandesitischer Magmen (A) . 181—243

Mauritz B.: Über einige Gesteine des Vulkans Meru in Ostafrika (A) 315—326

Rinne F. und H. E. Boeke: Über Thermometamorphose und Sammelkrystallisation . . . . . 393—398

Seite

Sommerfeldt E.: Über die Bedeutung der Skiodromen für die Krystalloptik . . . . . 285—292
Stark M.: Geologisch-petrographische Aufnahme der Euganeen . 399—588

Tertsch H.: Versuch einer Achsenwinkelmessung in einem Mittellinienschnitt (N) . . . . . 589—594

Seite

Vogt J. H. L.: Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen (A) . . . 105—176

Wright E.: Das Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular und seine Anwendung zur Messung des Winkels der optischen Achsen von Krystalldurchschnitten unter dem Mikroskop 293

B. Sachregister.

Seite

Achsenwinkelmessung aus Mittellinie und Achse 570
— in einem Mittellinienschnitt . . . 589
Ägirin in Augititbasalt, Euganeen . . 462
Ägirinaugit als Neubildung bei Aufschmelzen von Fremdlingen in Augititen und Basalten der Euganeen . . . . . 455—456
Ätzversuche am Kupferkies . 327—352
Aktinolith als sekundäre Bildung. Kragerö (A) 272
Albit, Böhmisches Mittelgebirge . . . 99
— Grönland, Morro Velho: Optische und krystallographische Untersuchung . . . . . 353—376
Alluvium, Böhmisches Mittelgebirge . 96
Amphibol s. a. u. Hornblende.
Analcim, Böhmisches Mittelgebirge . 99
— Euganeen 447, 455, 469, 538
Analcimite, Euganeen 467
Analyse von Aktinolith, Kragerö . . 272
Analysen von Andesiten, Insel Neupommern 222
Analyse von Augit aus Basalt, Böhmisches Mittelgebirge 55
— von Augit, Paschkopole 270
— von Basalten, Böhmisches Mittelgebirge 55

Seite

Analysen von Basaltjaspis, Böhmisches Mittelgebirge 66
— von Braunkohlenletten und deren Verwitterungsprodukten, Böhmisches Mittelgebirge 66
Analyse von Hornblende, Lukow . . 271
— von miozänem Letten, Böhmisches Mittelgebirge 30
— von Monzonit, Insel Neupommern 200
— von Pargasiten 247
— von Phonolith, Teplitzer Schloßberg, Böhmisches Mittelgebirge . 47
— von Phonolith, Wisterschan, Böhmisches Mittelgebirge 44
— von Quarzporphyr, Böhmisches Mittelgebirge, Teplitz 8
— von Quellocker der Thermen von Teplitz 74
Analysen der Thermalwässer Teplitz . 70
Analyse von Trachydolerit, Vulkan Meru 322
— von Tremolit, Schweiz 251
Andesite, Eutektische Verhältnisse der — . . . . . 181—243
— Insel Neupommern (A) 207
Anorthoklas als Fremdling in Augititen und Basalten, Euganeen . 453, 526
Antimonnickelglanz, Ausstellung von — 268

Seite

Apatit, Brasilien 266
Aplit, Monzonit- —, Insel Neupommern 201
Aragonit, Böhmisches Mittelgebirge . 99
Arseneisen, Ausstellung von — . . . 268
Arsenopyrit, Ausstellung von — . . 268
Atopit, Brasilien 267
Augit in Augititen, Basalten und Limburgiten, Euganeen 411
Augit, Böhmisches Mittelgebirge (A) . 55, 100, 270
Augit-Paschkopole, Chemische Konstitution 270
Augit, Wachstumserscheinungen etc. 576, 579
— s. a. u. Pyroxen.
Augitdiorit, Insel Neupommern . . . 201
Augitite, Euganeen 452
Ausscheidungsfolge in Andesiten, Insel Neupommern (A) 220
— in Augititen, Basalten, Limburgiten 414
— s. a. u. Krystallisationsfolge.
Ausstellung von Mineralien 253, 256, 267, 391

Baininggebirge s. u. Neupommern.
Baryt, Böhmisches Mittelgebirge . . 100
— der Teplitzer Thermen 74
Basalte, Böhmisches Mittelgebirge (A) 50
— Feldspat, Euganeen 466
Basaltjaspis, Böhmisches Mittelgebirge (A) 64
Basalte, Limburgit-, Euganeen . . . 427
Basalttuff, Böhmisches Mittelgebirge . 48
Basalt s. a. u. Feldspatbasalt, Leucitbasalt, Magmabasalt, Nephelinbasalt.
Beckesche Zeichenmethode 412
Bergseife, Böhmisches Mittelgebirge . 100
Biancone s. u. Kreide.
Biotit, Böhmisches Mittelgebirge . . 100
Bittersalz, Böhmisches Mittelgebirge . 100
Böhmischen Mittelgebirges, Geologische Karte des —, Bl. VII. (Teplitz-Boreslau) (A) . . . . . 1—104

Seite

Böhmisches Mittelgebirge, Minerale . 99
Boreslau s. u. Paschkopole.
Bornit s. u. Buntkupferkies.
Braunit, Brasilien (V) 259
Braunkohle, Böhmisches Mittelgebirge 32
Braunkohlengruben von Dux-Ossegg. Wassereinbrüche in die — . . . 79
Buntkupferkies, Ausstellung von — . 391

Calcit, Böhmisches Mittelgebirge . . 100
— s. a. u. Kalkspat.
Canada-Pargasit (A) 247
Cenoman s. u. Zenoman.
Chalcedon als Neubildungsprodukt in Basalt, Euganeen 489
Chalkopyrit s. u. Kupferkies.
Chemisch-physikalische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen (A) . . . . . 105—176
Chloanthit, Ausstellung von — . . . 268
Cordieritfremdling in Basalt, Euganeen 428, 527

Dacit, Insel Neupommern 205
Danait, Ausstellung von — 269
Delessit als Umwandlungsprodukt in Basalten, Euganeen . . . 473, 491
Deslacs s. u. Neupommern.
Deutsche Mineralogische Gesellschaft (N.) 595
Diluvium, Böhmisches Mittelgebirge . 88
Diorit, Augit-, Insel Neupommern . . 201
Dispersion der optischen Achsen am Augit 417
Dissoziation im Magma bei Aufschmelzen von Fremdlingen . . . 429
— in Silikatschmelzen 133
Dolomit, Böhmisches Mittelgebirge . . 101
Domeykit, Ausstellung von — . . . 267
Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular von Wright 293
Druck, Schmelzpunktverschiebung der Minerale durch — 105
Dux-Ossegg, Wassereinbrüche in Kohlengruben 79

Seite

Einschlüsse in Basalt, Euganeen . . 522
Eisenvitriol, Böhmisches Mittelgebirge 101
Eruptionsfolge in den Euganeen . . 530
Euganeen, Geologisch-petrographische Aufnahme der — . . . . 399—588
Eutektikum, Beziehung der Zusammensetzung des —, und Schmelzpunkt der Komponenten 111
— Verschiebung des — durch Druck 126
Eutektische Verhältnisse pyroxenandesitischer Magmen (A) . . 181—243

Faröer, Ausstellung von Mineralien der — 253
— Studienreise auf die — 245
Feldspatbasalt, Böhmisches Mittelgebirge (A) 51
Feldspatbasalte, Euganeen 466
Fluorit: Thermalbildung in Teplitz . . 75
Französische Inseln s. u. Neupommern.
French-Inseln s. u. Neupommern.

Gazelle-Halbinsel s. u. Neupommern.
Gersdorffit, Ausstellung von — . . . 268
Glaukodot, Ausstellung von — . . . 269
Glimmerschiefer, Las Animas Canyon 280
Gneis, Böhmisches Mittelgebirge . . 6
— Las Animas Canyon 281
Granitporphyr, Böhmisches Mittelgebirge 9
Grenville, Pargasit (A) 247
Grönland, Optische Untersuchung des Albit von — 364
Gyps, Böhmisches Mittelgebirge . . . 101

Hainit, Böhmisches Mittelgebirge . . 101
Hannambucht s. u. Neupommerninsel.

Seite

Hausmannit, Brasilien (V) 259
Hauynphonolith, Böhmisches Mittelgebirge 45
Heulandit(?)-Euganeen 469
Hornblende in Basalten und Limburgiten der Euganeen, Bildungsbedingungen der — 440
— Lukow (A) 271
Hornstein, Böhmisches Mittelgebirge . 101
Hornstein an den Teplitzer Thermen . 74
Hyalith, Böhmisches Mittelgebirge . . 101
Hydrargillit, Brasilien 267
Hypersthen s. a. u. rhombischer Pyroxen.
Hypersthenbasalte, Euganeen 540

Iddingsit, Böhmisches Mittelgebirge . 102
— s. a. Umwandlungsprodukte des Olivin.
Injektionen in krystallinen Schiefern, Las Animas Canyon 282
Interferenzfiguren, Unterscheidung ein- und zweiachsiger 177

Juraformation, Euganeen 405

Kalk, Süßwasser- —, Tertiär, Böhmisches Mittelgebirge 40
Kalkspat, Thermometamorphose und Sammelkrystallisation an — . . 395
— s. a. u. Calcit.
Karte, Geologische — des Böhmischen Mittelgebirges. Bl. VII. Teplitz-Boreslau (A) . . . . . 1—104
Kilimandscharo s. a. u. Meru.
Kobaltarsenkies, Ausstellung von — . 269
Kobaltglanz, Ausstellung von — . . 268
Kobaltit, Ausstellung von — 268

Seite

Kohlenbrandgesteine, Böhmisches Mittelgebirge 35
Konoskop, Unterscheidung ein- und zweiachsiger Krystalle im — . . 177
Korund, Böhmisches Mittelgebirge . . 102
Korynit, Ausstellung von — 268
Kragerö, Aktinolith (A) 272
Kreideformation, Böhmisches Mittelgebirge 11
— Euganeen 405
Krystalline Schiefer, Las Animas Canyon 277
Krystallisationsfolge, Physikalisch-chemische Gesetze der —, in Eruptivgesteinen (A) . . . . . 105—176
— und Schmelzpunkt 110
— s. a. u. Ausscheidungsfolge.
Kupferkies, Ätzversuche am — 327—352
— Ausstellung von — 391

Las Animas Canyon, Krystalline Schiefer 277
Lehm, Böhmisches Mittelgebirge . . 95
Leitfähigkeit der Silikatschmelzen (V) 254
Letten, Braunkohlen-, Böhmisches Mittelgebirge (A) 66
Leucitbasalt, Böhmisches Mittelgebirge 60
Leucitführender Feldspatbasalt, Böhmisches Mittelgebirge (A) 57
Leucittephrit, Böhmisches Mittelgebirge 62
Limburgite, Euganeen 408
Limburgitbasalte, Euganeen 427
Literatur 179—180, 274—276, 392, 596
Löllingit, Ausstellung von — 268
Löß, Böhmisches Mittelgebirge . . . 95
Lukow, Hornblende (A) 271
Lussatit in Basalt, Euganeen 489

Magmabasalt, Böhmisches Mittelgebirge 61

Seite

Magnetit, Böhmisches Mittelgebirge . 102
Mallardsche Konstante des Mikroskops, Prüfung der — 293
Markasit, Ausstellung von — 256
Matupi-Insel, s. u. Neupommern.
Melanterit, Böhmisches Mittelgebirge . 101
Mérite-Insel, s. u. Neupommern.
Meru-Vulkan, Ostafrika, Gesteine des — (A) 315
Mesolith, Vortrag über — 255
Meteoreisen, Sammelkrystallisation und Thermometamorphose an — . . . 393
Mikrometerokular, Doppelschrauben — 293
Mikropegmatit 377
Mineral rouge 477
Miozän, Böhmisches Mittelgebirge (A) 27
Mischkrystalltypus, Beziehung zwischen — und Schmelzpunkthöhe der Komponenten 121
Mißpickel, Ausstellung von — . . . 268
Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft . 244—269, 377—391
Mohawkit, Ausstellung von — . . . 267
Mondhaldeit, Böhmisches Mittelgebirge 62
Monzonit, Neupommerninsel (A) . . . 193
Monzonitaplit, Insel Neupommern . . 201
Morro Velho, Optische Untersuchung des Albit von — 353
Mutter, Vulkangebiet, s. u. Neupommern, Insel.
Myrmekit (V) . . . . . 377—390

Natrolith, Böhmisches Mittelgebirge . 102
Natrolith, Euganeen 446, 453
Natumorefluß s. u. Meru.
Nephelinbasalt, Böhmisches Mittelgebirge 59
Nephelin-Phonolith, Böhmisches Mittelgebirge (A) 44
Nephelinit, Vulkan Meru 316

Seite

Neupommern, Insel, Petrographische Untersuchungen an Eruptivgesteinen von — (A) . . . . . 181—243
Nickelglanz, Ausstellung von — . . . 268
Niccolit, Ausstellung von — 267
Nordinsel s. u. Neupommern.
Notizen 177, 270, 589

Ocker, Quell-, der Thermen von Teplitz (A) 73
Oligoklas als Fremdling in Augititen und Basalten, Euganeen . . . 453, 526
Oligozän, Böhmisches Mittelgebirge . 23
Olivin, Böhmisches Mittelgebirge . . 102
— in Limburgiten und Basalten, Euganeen 408
— Umwandlungsprodukte des — 410, 434, 477, 492, 497
— Zur Zonarstruktur des — 435, 497, 511
Opal, Böhmisches Mittelgebirge . . . 102
— als Neubildungsprodukt, Euganeen 488, 565, 584
Ophitbasalte, Euganeen 560
Optische Achsen, Messen des Winkels der — aus Achse und Mittellinie . 570
— Messen des Winkels der — in einem Mittellinienschnitt 589
— Winkel der —, Bestimmung mit dem Doppelschrauben-Mikrometerokular Wrights 293
Optische Untersuchung des Albit von Morro Velho und Grönland 353—376
Orthoklas als Fremdling in Augititen und Basalten der Euganeen . 456, 526
Ossegg-Dux, Wassereinbrüche in Kohlengruben 79

Pargas, Pargasit (A) 247
Pargasit, Canada, Grenville, Pargas (A) 247

Seite

Perm, Böhmisches Mittelgebirge . . . 6
Phillipsit, Böhmisches Mittelgebirge . 102
Phonolithe, Böhmisches Mittelgebirge (A) 43
Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen (A) . . . . . 105—176
Plagioklas, Zonarstruktur . 235, 545, 563
— s. a. u. Albit u. Oligoklas.
Porphyr s. a. u. Quarzporphyr.
Porphyrit s. a. u. Augitdioritporphyrit u. Augitporphyrit.
Porricinsaum am Quarzfremdling in Limburgit, Euganeen 426
Porzellanjaspis, Böhmisches Mittelgebirge 38
Pseudochalcedon als Neubildungsprodukt in Basalt, Euganeen 489
Pyrit, Ausstellung von — 256
Pyroxen, Rhombischer —, s. a. u. Hypersthen.
— s. a. u. Augit.
Pyroxenandesite s. a. u. Andesite.
Pyroxenperthit in Basalten, Euganeen 500, 501, 505

Quarz, Böhmisches Mittelgebirge . . 102
— Brasilien 266
— als Neubildungsprodukt in Basalt, Euganeen 489
Quarzfremdlinge in Limburgiten und Basalten der Euganeen . . . 425, 525
Quarz vermiculée 377
Quarzitblöcke, oligozäne, Böhmisches Mittelgebirge 24
Quarzit, Las Animas Canyon 278
Quarzporphyr, Böhmisches Mittelgebirge (A) 6

Resorption der Hornblende in Augititen, Basalten u. Limburgiten, Euganeen 440, 454, 457, 511

Seite

Rhombischer Pyroxen in Augititen und Basalten, Euganeen 463, 471, 548, 553, 556, 575, 579
— Umwandlungsprodukt des — 506, 551
— Zonarstruktur 548, 553, 556
Rubellan, Böhmisches Mittelgebirge . 102

Sammelkrystallisation und Thermometamorphose 393
Sanduhrstruktur am Augit 535
Scaglia s. u. Kreide.
Schmelzpunkt der Komponenten, Beziehung zur Zusammensetzung des Eutektikum 111
— der Minerale und Krystallisationsfolge 110
Schmelzpunktverschiebung der Minerale durch Druck 105
Siderit, Sphäro-, Böhmisches Mittelgebirge 32
Silikatschmelzen, Gesetze der Krystallisationsfolge in — 105
— Leitfähigkeit der — (V) 254
Sillimanit als fremdartige Bildung in Limburgit etc., Euganeen . . 428, 527
Silverton, Krystalline Schiefer . . . 277
Skiodromen, Bedeutung der — für die Krystalloptik 285
Skutterudit, Ausstellung von — . . . 268
Smaltit, Ausstellung von — 267
Speiskobalt, Ausstellung von — . . 267
Sphärosiderit, Böhmisches Mittelgebirge 32
Spinell als fremdartige Bildung in Limburgiten etc., Euganeen 428, 527
Steatitartige Substanzen, Böhmisches Mittelgebirge 103
Strukturformen, Ursache der — in den Eruptivgesteinen 162

Tephrit, Böhmisches Mittelgebirge . . 62
— Leucit-Nephelin-, Vulkan Meru . 324
Tephritischer Phonolith, Böhmisches Mittelgebirge 48
Teplitz, Böhmisches Mittelgebirge, Quarzporphyr (A) 7
— Thermen (A) 67
Teplitzer-Schloßberg, Phonolith (A) . 47
Tertiärformation, Böhmisches Mittelgebirge 21
— Euganeen 406
Tesseralkies, Ausstellung von — . . 268
Thermen von Teplitz-Schönau (A) . . 67
Thermometamorphose und Sammelkrystallisation 393
Thomsonit, Böhmisches Mittelgebirge . 103
Titanit, Böhmisches Mittelgebirge . . 103
Towaila s. u. Meru.
Trachydolerit, Böhmisches Mittelgebirge 61
— Vulkan Meru (A) 319
Trachytischer Phonolith, Böhmisches Mittelgebirge (A) 46
Tremolit, Schweiz (A) 251
Tridymit in Basalt, Euganeen 488, 541, 584
Tuff, Basalt —, Böhmisches Mittelgebirge 48
— Brocken-, Vulkan Meru 324
Tuffit, Böhmisches Mittelgebirge . . . 48
Turon, Böhmisches Mittelgebirge . . . 15

Umwandlung an Limburgiten, Augititen, Basalten 414, 433, 488, 494, 539, 542, 549, 571
Umwandlungsprodukte des Olivin 410, 434, 477, 492, 497
— des rhombischen Pyroxen . 506, 551

Varzin Berg s. u. Neupommern, Insel.
Vater-Vulkangebiet s. u. Neupommern.
Verwitterung s. a. u. Umwandlung.
Villaumez-Halbinsel s. u. Neupommern.
Viskosität bei Silikatschmelzen . . . 166

Seite

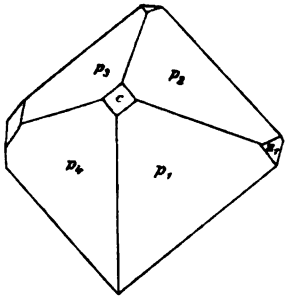
Watom-Insel s. u. Neupommern.
Whitneyit, Ausstellung von — . . . 267
Wiener Mineralogische Gesellschaft . 244

Zeichenapparat für Interferenzbilder 412
Zenoman, Böhmisches Mittelgebirge . 12
Zeolithe der Faröer . . . . . .
— Euganeen . . 446, 447, 455, 46
Zonarstruktur an Augit 57
— des Olivin, Zur — . . 435, 49
— am Plagioklas 235, 54
— am rhombischen Pyroxen 548, 55

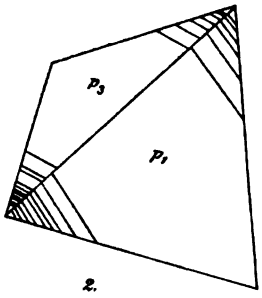
Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Münzgasse 6.

E.

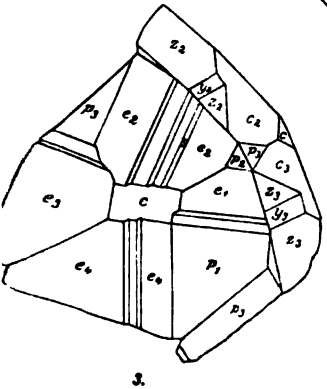
Krystallinisch-körni



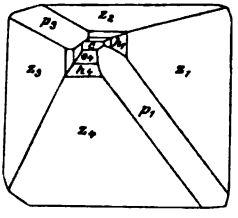
1.



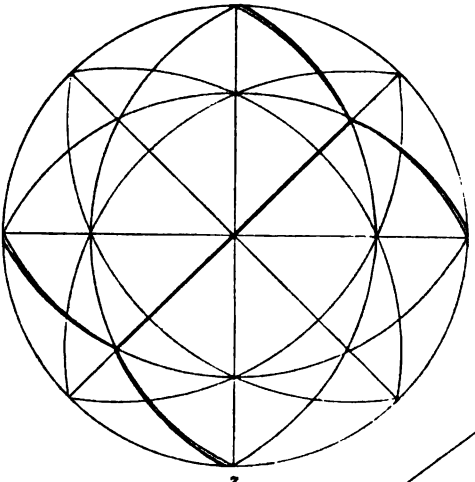
2.



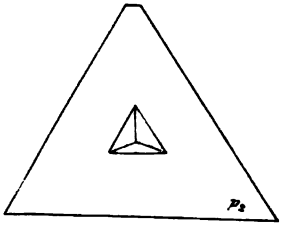
3.



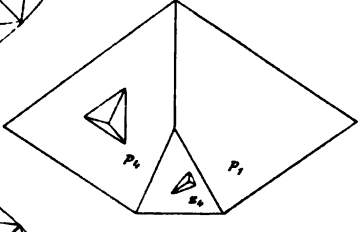
4.



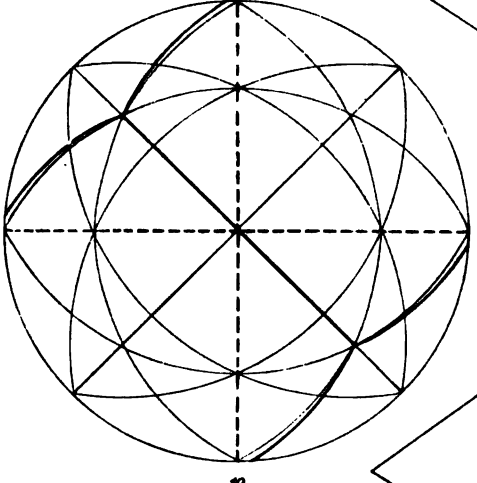
7.



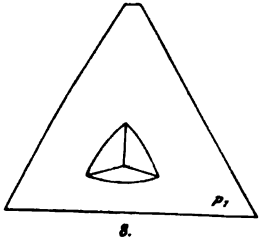
5.



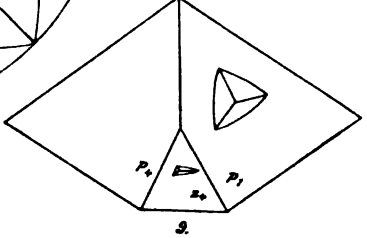
6.



10.

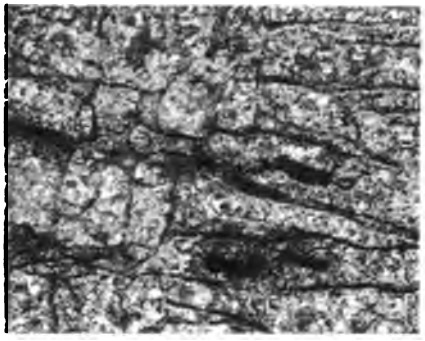


8.



9.

1



2

3

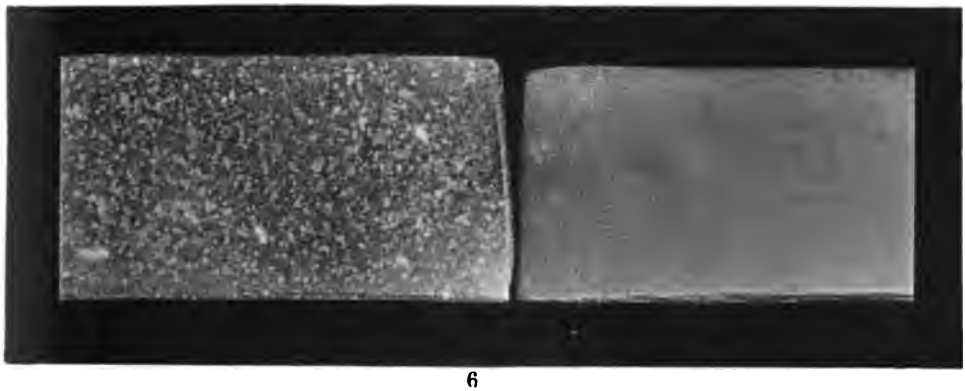
4

5

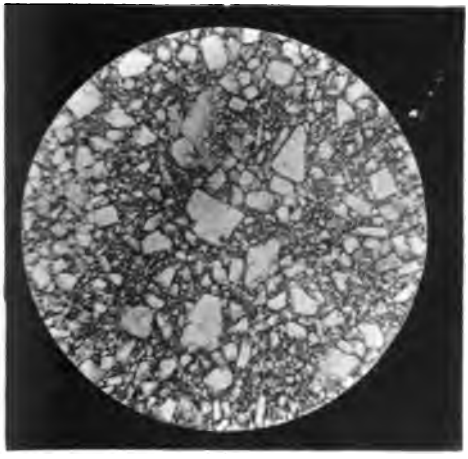
Fig. 1—5 Inca-Meteoreisen. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Tschermaks mineralog. und petrograph. Mitteilungen, Bd. XXVII, Heft 5—6.

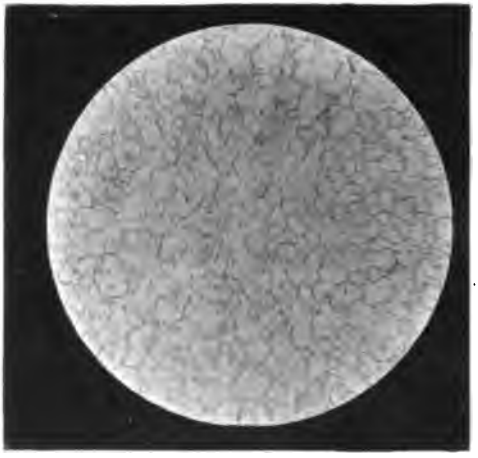
Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler,
Buchhändler der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien.



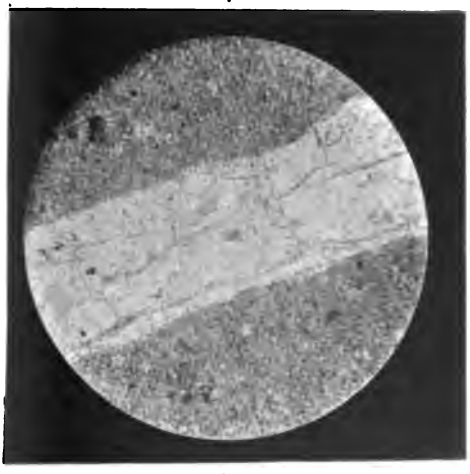
6



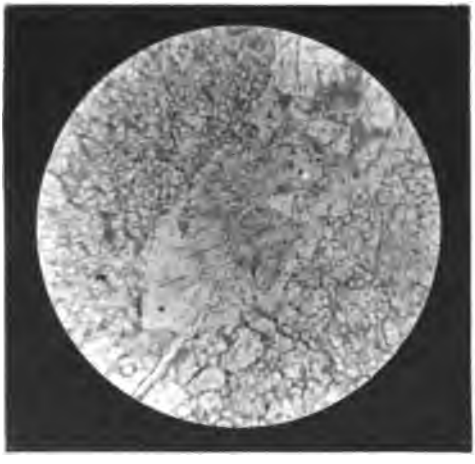
7



8



9



10

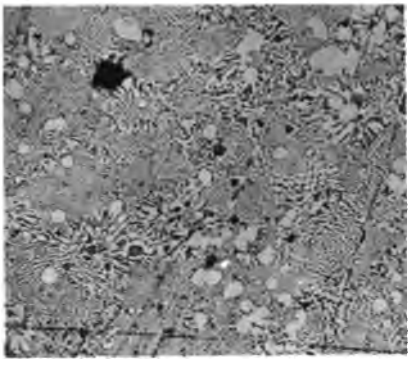
Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Fig. 6 Kadmium. Fig 7 u. 8 Kalkspat. Fig. 9 u. 10 Kalkstein v. Solenhofen.

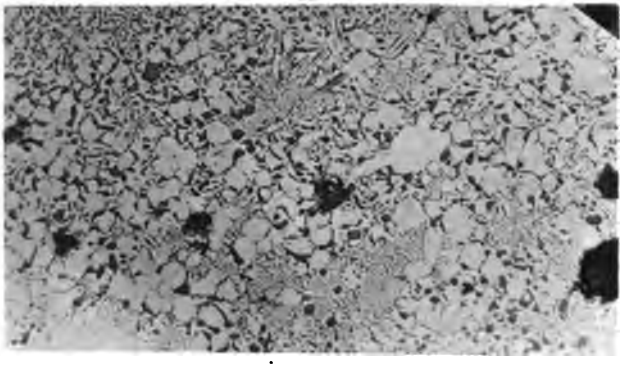
Tschermaks mineralog. und petrograph Mitteilungen, Bd. XXVII, Heft 5—6.

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k Hof- und Universitäts-Buchhändler,
Buchhändler der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien.

11

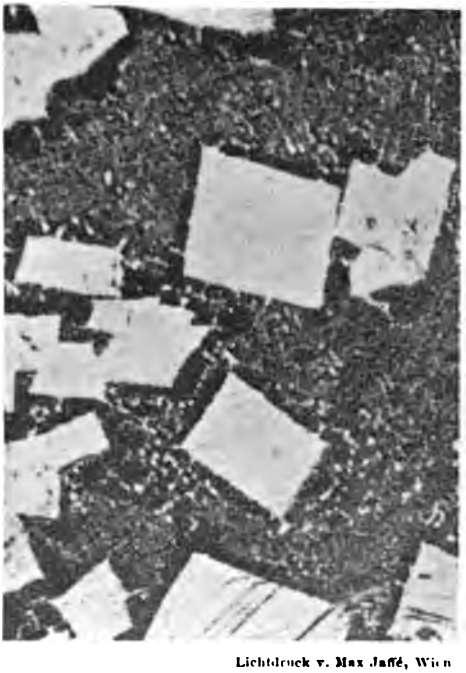


12



13

14



15

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

Fig. 11—14 Kupfer-Silber. Fig. 15 Blei-Wismuth.

Tschermaks mineralog. und petrograph. Mitteilugen, Bd. XXVII, Heft 5—6.

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler,
Buchhändler der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien.

Min'l Lab

TSCHERMAKS
MINERALOGISCHE
UND
PETROGRAPHISCHE
MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

SIEBENUNDZWANZIGSTER BAND.

IV. HEFT.

MIT 1 TAFEL UND 31 TEXTFIGUREN.

WIEN, 1908.

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

BUCHHÄNDLER DER KAISERLICHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN,

I., ROTENTURMSTRASZE 13.

Verlag von **Alfred Hölder**, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler,
Buchhändler der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in **Wien**.

Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges.

Nebst Erläuterungen von **Dr. J. E. Hibsch.**

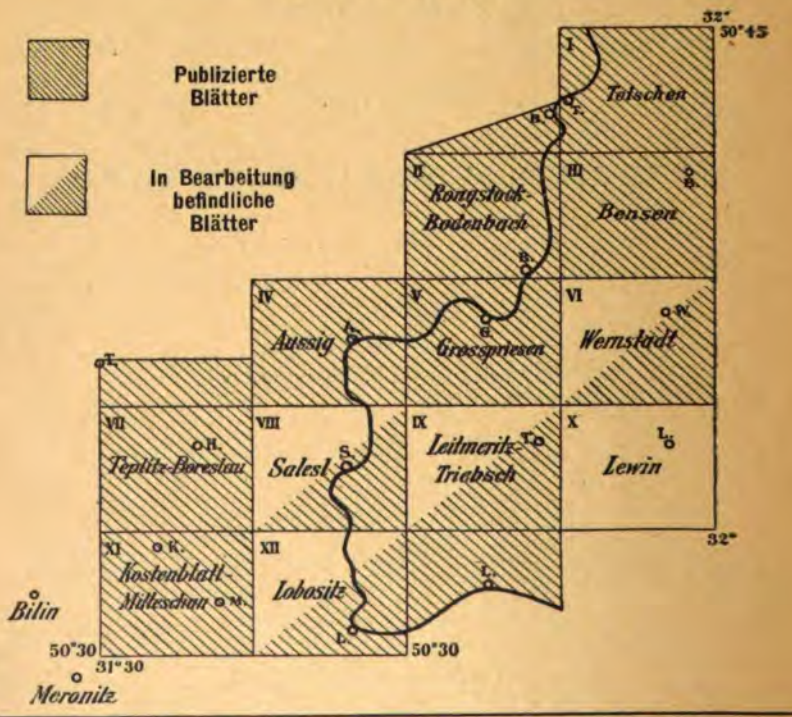
Bearbeitet mit Unterstützung der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen.

Soeben erschien:

Blatt VII (Teplitz-Boreslau). Mit 1 geologischen Karte und 12 Textfiguren.
Preis: K 3.60 = M. 3.20.

☞ Früher sind erschienen:

Blatt I (Tetschen). Preis: K 3.60 = M. 3.—. **Blatt II (Rongstock-Bodenbach).** Mit 1 Tafel und 10 Textfiguren. Preis: K 5.— = M. 4.40. **Blatt III (Bensen).** Mit 1 Titelbild und 9 Textfiguren. Preis: K 4.— = M. 3.20. **Blatt IV (Aussig).** Mit 1 Tafel und 23 Textfiguren. Preis: K 5.— = M. 4.40. **Blatt V (Großpriesen)** Mit 1 Tafel und 12 Textfiguren. Preis: K 5.60 = M. 5.—. **Blatt XI (Kostenblatt-Milleschau).** Mit 1 geologischen Karte, 1 Ansicht des Donnersberges und 4 Textfiguren. Preis: K 4.20 = M. 3.60.



Verlag von **Alfred Hölder**, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler,
Buchhändler der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in **Wien**.

Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler, Buchhändler der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften **in Wien,** I., Rotenturmstraße 13.

Vor kurzem erschien:

EXPERIMENTIERBUCH

FÜR DEN

UNTERRICHT IN DER NATURLEHRE.

IN ZWEI BÄNDEN.

VON

Dr. KARL ROSENBERG,
K. K. LANDESSCHULINSPEKTOR.

Zweite, vollkommen umgearbeitete und bedeutend vermehrte Auflage.

ERSTER BAND. Mit 361 in den Text gedruckten Figuren.

Preis geheftet K 7.— = M. 6.—, elegant gebunden K 7.80 = M. 6.60.

Zeitschrift für das Realschulwesen:

Ein Buch, wie das vorliegende, in dem sich fast auf jeder Seite die reichen Erfahrungen eines als Schul- und Fachmann wie auch als Experimentator gleich hochgeschätzten Verfassers mit seltenem praktischen Blicke verwertet finden, besitzt mit seiner schlichten, klaren und überzeugenden Sprache die vollste Eignung, sich das Vertrauen der Leser bezüglich der Brauchbarkeit und Verläßlichkeit der aufgenommenen Weisungen und Ratschläge zu erwerben.

Österreichische Schulzeitung:

Im Vergleiche zur ersten Auflage fällt vor allem auf, daß das Werk, umfassend eine Fülle neuen Materiales, sich von dem Stoffe der Schullehrfäden freigemacht hat und ganz selbständige Bahnen geht, so daß das Buch nun den Bedürfnissen aller Schulkategorien gerecht wird und schließlich alle neuen Errungenschaften der Experimentiertechnik berücksichtigt, soweit sie schulmäßig zu verwerten sind. Wir haben nach Feststellung dieser neuen Vorzüge nur noch zu sagen, daß Rosenbergs Werk in jeder Beziehung als ein musterhaftes bezeichnet werden kann; das beweist ja auch der Umstand, daß die erste Auflage binnen zwei Jahren vergriffen war. Wir wünschen der zweiten Auflage denselben glänzenden Erfolg.

Freie Schulzeitung:

Die 2. Auflage kann der ganzen Anlage nach als ein neues Werk betrachtet werden. Es will den Bedürfnissen aller Schularten mit Ausschluß der Hochschulen Rechnung tragen. Auf die Vorzüge des Buches im einzelnen einzugehen, mangelt hier der Raum. Ich möchte nur wünschen, daß jeder Lehrer, welcher Unterricht in der Naturlehre erteilt, mit dem Inhalte des vorliegenden Buches genau vertraut sei.

Der zweite Band erscheint im Sommer 1909.

Die Zeitschrift erscheint in Jahres-Bänden zu 6 Heften, die je zweimonatlich zur Ausgabe gelangen. Der Preis für den Jahrgang beträgt 16 Mark.

INHALT.

Seite

IX. G. Berg: Über krystalline Schiefer aus dem Las Animas Canyon südlich von Silverton, Col. (Mit 1 Textfigur) 277

X. Ernst Sommerfeldt: Über die Bedeutung der Skiodromen für die Krystalloptik. (Mit 3 Textfiguren) 285

XI. Fred. Eugene Wright: Das Doppel-Schrauben-Mikrometer-Okular und seine Anwendung zur Messung des Winkels der optischen Achsen von Krystalldurchschnitten unter dem Mikroskop. (Mit 15 Textfiguren) . . 293

XII. B. Mauritz: Über einige Gesteine des Vulkans Meru in Ostafrika . 315

XIII. A. Himmelbauer: Resultate der Ätzmethode beim Kupferkies. (Mit 1 Tafel) 327

XIV. Oskar Grosspietsch: Krystallform und optische Orientierung des Albit von Morro Velho und Grönland. (Mit 8 Textfiguren) 353

XV. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft: F. Becke: Über Mymekit. (Mit 4 Textfiguren.) — F. Reinhold: Photographien von Interferenzbildern mit Autochromplatten. — Ausstellung: Kupferkiesgruppe 377

XVI. Literatur 392

Der Herausgeber dieser Zeitschrift erbittet Zuschriften und andere „Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen“ betreffende Zusendungen unter der Adresse:

Prof. F. Becke,

Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Wien.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie. in Wien.

TSCHERMAKS MINERALOGISCHE UND PETROGRAPHISCHE MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

SIEBENUNDZWANZIGSTER BAND.

V. und VI. HEFT.

MIT 3 TAFELN UND 25 TEXTFIGUREN.

WIEN, 1908.

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

BUCHHÄNDLER DER KAISERLICHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN,

I., ROTENTURMSTRASZE 13.

Verlag von **Alfred Hölder**, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler,
Buchhändler der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in **Wien**.

Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges.

Nebst Erläuterungen von **Dr. J. E. Hibsch.**

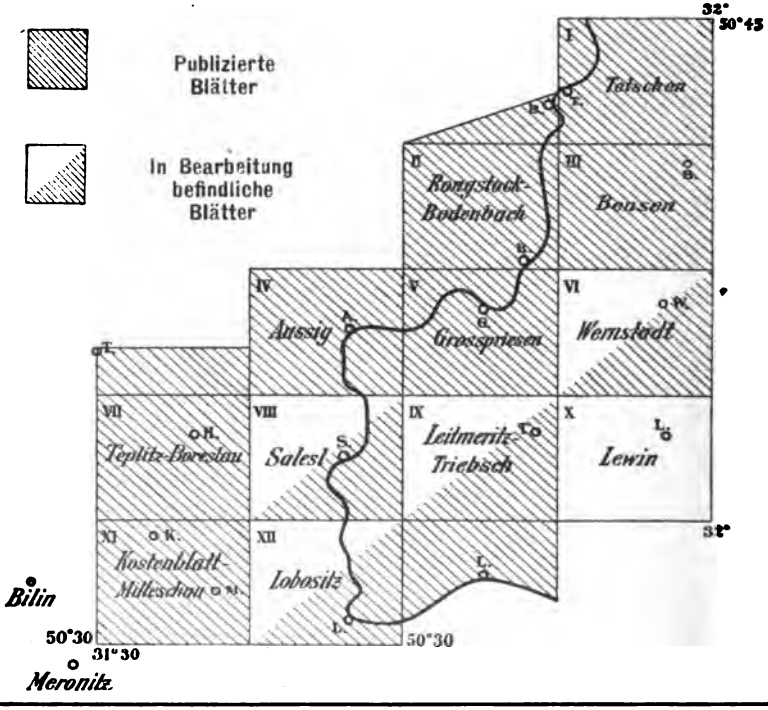
Bearbeitet mit Unterstützung der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen.

In Kürze erscheint:

Blatt XII (Lobositz).

Früher sind erschienen:

Blatt I (Tetschen). Preis: K 3.60 = M. 3.—. **Blatt II (Rongstock-Bodenbach).** Mit 1 Tafel und 10 Textfiguren. Preis: K 5.— = M. 4.40. **Blatt III (Bensen).** Mit 1 Titelbild und 9 Textfiguren. Preis: K 4.— = M. 3.20. **Blatt IV (Aussig).** Mit 1 Tafel und 23 Textfiguren. Preis: K 5.— = M. 4.40. **Blatt V (Großpriesen).** Mit 1 Tafel und 12 Textfiguren. Preis: K 5.60 = M. 5.—. **Blatt XI (Kostenblatt-Milleschau).** Mit 1 geologischen Karte, 1 Ansicht des Donnersberges und 4 Textfiguren. Preis: K 4.20 = M. 3.60. **Blatt VII (Teplitz-Boreslau).** Mit 1 geologischen Karte und 12 Textfiguren. Preis: K 3.60 = M. 3.20.



Verlag von **Alfred Hölder**, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler,
Buchhändler der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in **Wien**.

VERLAG VON ALFRED HÖLDER,
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,
WIEN, I., ROTENTURMSTRASSE 13.

Bosnien und die Herzegowina

Reisebilder und Studien

von

JOHANN von ASBOTH.

Mit 37 ganzseitigen und 175 Textillustrationen nach Aufnahmen des k. k. Oberleutnants C. Mienzil, Original-Photographien der Kunsthandlung Königsberger in Sarajewo u. a., sowie 1 historischen und 3 statistischen Karten und Tabellen.

Preis geh. K 16.—, elegant geb. K 19.20.

Durch die besondere Gunst des Umstandes, daß Verfasser den gemeinsamen Finanzminister Benjamin v. Kállay vier Jahre hindurch auf seinen alle Teile dieses Landes umfassenden Reisen begleiten konnte, ist es ihm möglich gewesen, eine so umfassende und eingehende Schilderung von Land und Volk zu geben, wie eine solche von gleichem Werte bisher nicht veröffentlicht wurde. Mit steigendem Interesse folgen wir dem Verfasser auf seinen Wegen und immer reicher und ergiebiger strömt uns bisher vollkommen Unbekanntes, Überraschendes, Merkwürdiges entgegen, und wir lernen nunmehr dieses vor der Okkupation in Europa vergessene und fast unbekannte Land, in dem sich Islam und mittelalterliche Einrichtungen reiner erhalten haben als in irgend einem anderen Gebiete der mohammedanischen Welt, vom geographischen, geschichtlichen, ethnographischen, kulturellen, politischen und wirtschaftlichen Standpunkte kennen.

Die Zeitschrift erscheint in Jahres-Bänden zu 6 Heften, die je zweimonatlich zur Ausgabe gelangen. Der Preis für den Jahrgang beträgt 16 Mark.

INHALT.

		Seite
XVII.	F. Rinne und H. E. Boeke: Über Thermometamorphose und Sammelkrystallisation. (Mit 3 Tafeln)	393
XVIII.	Michael Stark: Geologisch-petrographische Aufnahme der Euganeen. (Mit 22 Textfiguren)	399
XIX.	Notizen: H. Tertsch: Versuch einer Achsenwinkelmessung in einem Mittellinienschnitt. (Mit 3 Textfiguren.) — Deutsche mineralogische Gesellschaft	589
XX.	Literatur	596
XXI.	Register	597

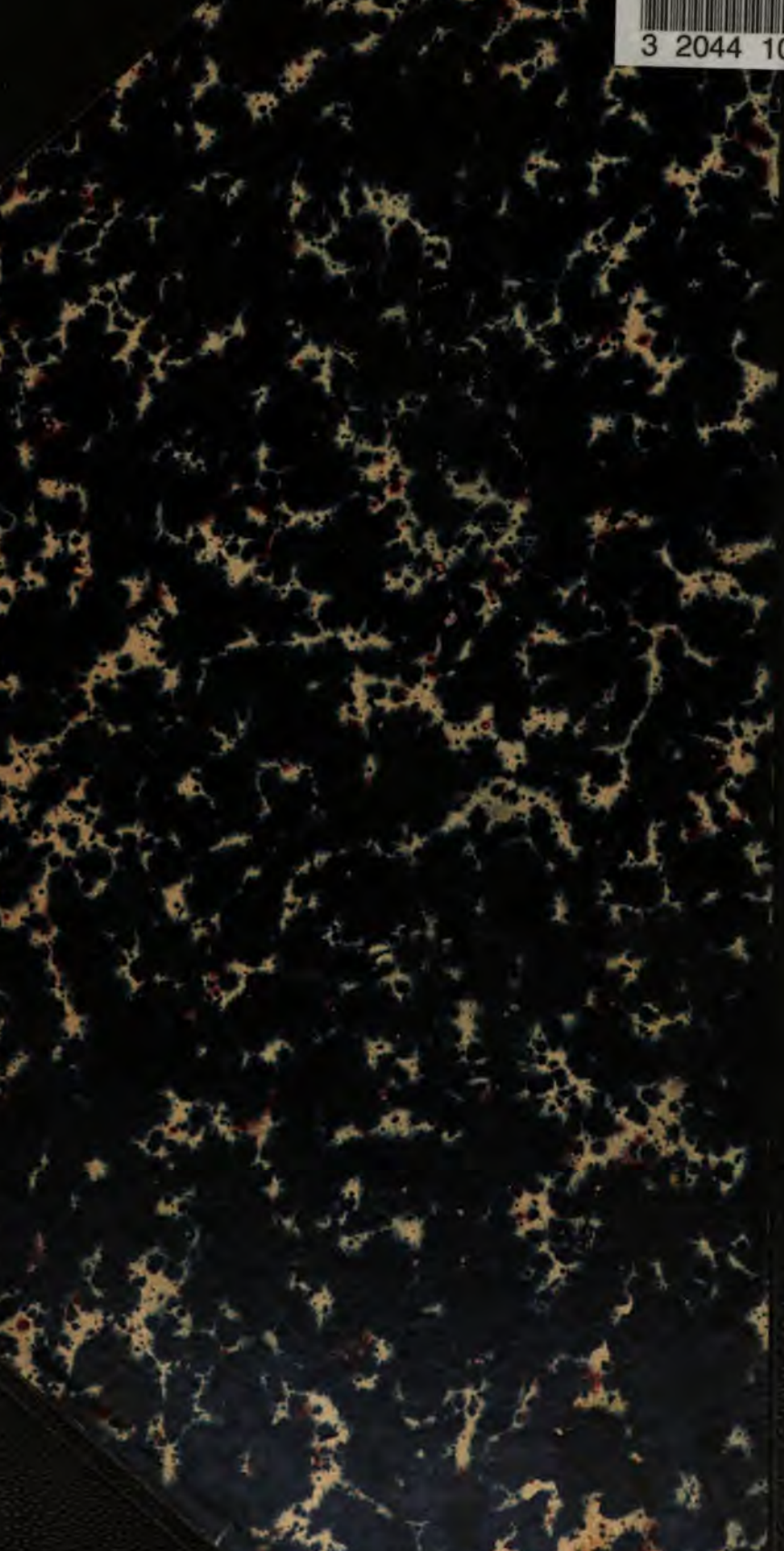
Der Herausgeber dieser Zeitschrift erbittet Zuschriften und andere „Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen“ betreffende Zusendungen unter der Adresse:

Prof. F. Becke,

Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Wien.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie. in Wien.

SERIAL

Tschermak's
V. 27, 1908

3 2044 103 134 573